



El Relieve de Lanzarote

Carmen Romero

R U B I C Ó N

El Relieve de Lanzarote

El Relieve de Lanzarote

Carmen Romero



R U B I C Ó N

© Carmen Romero
© Cabildo de Lanzarote

Coordinación y cuidado de la edición: Servicio de Publicaciones (publicaciones@cabildodelanzarote.com)
Félix Hormiga, Eva de León, M^a José Alonso y Dhalia Suárez Julián
Cubierta: Félix Hormiga (felixhormiga@cabildodelanzarote.com)
Diseño y maquetación: Juanje Luzardo (CDIS, Cabildo de Lanzarote) (cdis@cabildodelanzarote.com)

ISBN: 95938-18-9
Depósito legal: G.C. 1066/2003
Imprime: Litografía DRAGO S.L. (Tenerife)

Reservados todos los derechos

Ninguna de las formas de estas rocas es pasiva y su reposo no parece duradero.

E. Martínez de Pisón

El territorio del Leopardo, 2000

Índice

PRÓLOGO	17
---------------	----

CAPÍTULO I. LAS UNIDADES TOPOGRÁFICAS

I. INTRODUCCIÓN	23
II. LAS UNIDADES TOPOGRÁFICAS	24
II.1.- LA UNIDAD SEPTENTRIONAL: EL MACIZO DE FAMARA	26
1.A.- TRAMO DE BATERÍA-ATALAYA CHICA	27
1.B.- SECTOR DE VEGA CHICA-GUATIFAY-MATOS VERDES	29
1.C.- SECTOR DE MONTAÑA GANADA-PEÑAS DEL CHACHE-MORRO DEL HUESO	30
II.2.- LA UNIDAD MERIDIONAL: EL MACIZO DE LOS AJACHES	31
2.A.- EL SECTOR DE LOS AJACHES EN SENTIDO ESTRICTO	32
2.B.- LAS RAMPAS DE LA ATALAYA-LAS BREÑAS Y LA PLATAFORMA DEL RUBICÓN	34
II.3.- LA UNIDAD CENTRAL: LAS ALINEACIONES MONTAÑOSAS MENORES	34
3.A.- LAS MONTAÑAS Y LAS PEQUEÑAS CADENAS MONTAÑOSAS	35
3.B.- LAS VEGAS	37
3.C.- LAS RAMPAS EXTERIORES	38

CAPÍTULO II. LOS FACTORES QUE CONDICIONAN LAS FORMAS DEL RELIEVE

I. INTRODUCCIÓN	43
II. EL SISTEMA DE FRACTURACIÓN	43
III. LA ESTRUCTURA Y LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA	45
III.1.- LOS DISTINTOS CICLOS VOLCÁNICOS	46
1.A.- EL INICIO DE FORMACIÓN DE LA ISLA	47
1.B.- LOS EDIFICIOS VOLCÁNICOS ANTIGUOS	48
B.1.- El Macizo de Los Ajaches	49

B.2.- El Macizo de Famara	51
B.3.- El Macizo de Tías	53
1.C.- LOS CONJUNTOS VOLCÁNICOS RECIENTES	54
1.D.- LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LANZAROTE	57
IV. LA EVOLUCIÓN PALEOCLIMÁTICA	58
 CAPÍTULO III. EL RELIEVE DE LOS MACIZOS VOLCÁNICOS ANTIGUOS	
I. INTRODUCCIÓN	65
II. LOS RASGOS DE DIFERENCIACIÓN DE LOS MACIZOS ANTIGUOS DE LANZAROTE	67
III. LA ARQUITECTURA DE LOS MACIZOS VOLCÁNICOS	68
III.1.- LOS RASGOS ESTRUCTURALES	68
1.A.- LOS RESTOS DE FORMACIONES DETRÍTICAS INTERCALADAS EN LA SERIE I Y SU ESPECIAL SIGNIFICADO MORFOLÓGICO	72
1.B.- LA IMPORTANCIA DE LAS REMODELACIONES VOLCÁNICAS PLIO-PLEISTOCENAS	75
1.C.- LAS SECUENCIAS TEMPORALES DE CONSTRUCCIÓN VOLCÁNICA. SÍNTESIS EVOLUTIVA	78
IV. LAS FORMAS DE MODELADO	80
IV.1.- LAS GRANDES FORMAS DE DESMANTELAMIENTO	81
1.A.- LAS INCISIONES TORRENCIALES	81
A.1.- Organización espacial de las redes de drenaje de los macizos de Los Ajaches y Famara	81
A.2.- Los factores que controlan la morfología y la articulación espacial de la red	86
A.3.- Los rasgos morfométricos	87
A.4.- Los rasgos morfológicos	93
4.1.- <i>Los tipos de barrancos</i>	94
a.- <i>Los valles desarrollados en su totalidad sobre afloramientos de la Serie I</i>	96
a.1.- <i>Los grandes valles en U</i>	96
a.2.- <i>Los valles largos, estrechos y profundos</i>	98
a.3.- <i>Los pequeños valles en V</i>	99
a.4.- <i>Los valles Colgados</i>	100
a.5.- <i>Los valles decapitados y transformados en cuencas endorreicas</i>	102

a.6.- <i>Las incisiones asociadas a los escarpes y las plataformas de abrasión</i>	104
b.- <i>Los valles de escaso encajamiento</i>	105
c.- <i>Los valles mixtos</i>	105
d.- <i>Las áreas no integradas en la red de drenaje jerarquizada</i>	107
1.B.- LAS FORMAS LITORALES DE LOS MACIZOS ANTIGUOS	108
B.1.- Los paleoacantilados de las costas occidentales	108
1.1.- <i>El Risco de Famara</i>	108
1.2.- <i>Los paleoacantilados occidentales del Macizo de Los Ajaches</i> ..	111
B.2.- Los acantilados y paleoacantilados de las costas orientales	113
B.3.- La génesis y edad de los paleoacantilados	113
1.C.- LAS FORMAS DE ACUMULACIÓN	114
C.1.- Los niveles marinos fósiles y las acumulaciones de arenas	115
C.2.- Las acumulaciones detríticas de fondo de valle	117
C.3.- Los depósitos de ladera	118
3.1.- <i>Los depósitos de gravedad</i>	119
3.2.- <i>Los abanicos detríticos</i>	120
3.3.- <i>Los depósitos mixtos</i>	123
3.4.- <i>Los glaciares de acumulación</i>	125
C.4.- Las superficies pedregosas, los mantos de arcillas y los encostramientos calcáreos	126
IV.2.- APROXIMACIÓN A LA EVOLUCIÓN MORFOCLIMÁTICA	127

CAPÍTULO IV. LAS CADENAS VOLCÁNICAS DEL SECTOR CENTRAL DE LA ISLA

I. INTRODUCCIÓN	137
II. LAS FORMAS VOLCÁNICAS	137
II.1.- MORFOLOGÍA DE LOS EDIFICIOS VOLCÁNICOS	138
1.A.- LOS CONJUNTOS MAGMÁTICOS	138
A.1.- Los conos volcánicos	139
A.2.- Los campos de lapilli	145
1.B.- LOS CONJUNTOS HIDROMAGMÁTICOS	146
B.1.- La actividad hidromagmática	146
B.2.- Los edificios hidromagmáticos	149
2.1.- <i>Los conos hidromagmáticos</i>	151
2.2.- <i>Los edificios mixtos hidromagmáticos-magmáticos</i>	153
2.3.- <i>Implicaciones morfológicas y evolutivas de los conos hidromagmáticos</i>	154
B.3.- Los edificios magmáticos con fases hidromagmáticas	155

a.6.- <i>Las incisiones asociadas a los escarpes y las plataformas de abrasión</i>	104
b.- <i>Los valles de escaso encajamiento</i>	105
c.- <i>Los valles mixtos</i>	105
d.- <i>Las áreas no integradas en la red de drenaje jerarquizada</i>	107
1.B.- LAS FORMAS LITORALES DE LOS MACIZOS ANTIGUOS	108
B.1.- Los paleoacantilados de las costas occidentales	108
1.1.- <i>El Risco de Famara</i>	108
1.2.- <i>Los paleoacantilados occidentales del Macizo de Los Ajaches</i> ..	111
B.2.- Los acantilados y paleoacantilados de las costas orientales	113
B.3.- La génesis y edad de los paleoacantilados	113
1.C.- LAS FORMAS DE ACUMULACIÓN	114
C.1.- Los niveles marinos fósiles y las acumulaciones de arenas	115
C.2.- Las acumulaciones detríticas de fondo de valle	117
C.3.- Los depósitos de ladera	118
3.1.- <i>Los depósitos de gravedad</i>	119
3.2.- <i>Los abanicos detríticos</i>	120
3.3.- <i>Los depósitos mixtos</i>	123
3.4.- <i>Los glaciares de acumulación</i>	125
C.4.- Las superficies pedregosas, los mantos de arcillas y los encostramientos calcáreos	126
IV.2.- APROXIMACIÓN A LA EVOLUCIÓN MORFOCLIMÁTICA	127

CAPÍTULO IV. LAS CADENAS VOLCÁNICAS DEL SECTOR CENTRAL DE LA ISLA

I. INTRODUCCIÓN	137
II. LAS FORMAS VOLCÁNICAS	137
II.1.- MORFOLOGÍA DE LOS EDIFICIOS VOLCÁNICOS	138
1.A.- LOS CONJUNTOS MAGMÁTICOS	138
A.1.- Los conos volcánicos	139
A.2.- Los campos de lapilli	145
1.B.- LOS CONJUNTOS HIDROMAGMÁTICOS	146
B.1.- La actividad hidromagmática	146
B.2.- Los edificios hidromagmáticos	149
2.1.- <i>Los conos hidromagmáticos</i>	151
2.2.- <i>Los edificios mixtos hidromagmáticos-magmáticos</i>	153
2.3.- <i>Implicaciones morfológicas y evolutivas de los conos hidromagmáticos</i>	154
B.3.- Los edificios magmáticos con fases hidromagmáticas	155

B.4.- Los hornitos hidromagmáticos	156
1.C.- DISTRIBUCIÓN Y ARTICULACIÓN ESPACIAL	157
1.D.- LOS RASGOS MORFOMÉTRICOS	162
II.2.- LAS COLADAS DE LAVA	162
2.A.- LAS COLADAS PAHOEHOE	165
2.B.- LOS MALPAÍSES	167
III. LAS FORMAS DE EROSIÓN	168
III.1.- EL MODELADO DE LOS EDIFICIOS VOLCÁNICOS	168
1.A.-EL MODELADO DE LOS CONJUNTOS VOLCÁNICOS HISTÓRICOS	169
1.B.-EL MODELADO DE LOS CONJUNTOS VOLCÁNICOS RECIENTES	170
1.C.- LAS TRANSFORMACIONES EROSIVAS DE LOS CONOS DE LA SERIE III	171
1.D.- EL MODELADO DE LOS CONOS DE LA SERIE II	173
III.2.- LAS ACUMULACIONES DE ARENAS	174
III.3.- LA RED HIDROGRÁFICA DE LAS RAMPAS LÁVICAS	176
III.4.- LAS FORMAS MIXTAS	179
IV. LA IMPORTANCIA DE LA DOCUMENTACIÓN HISTÓRICA EN EL CONOCIMIENTO DE LOS PROCESOS ERUPTIVOS DEL ÁREA CENTRAL DE LA ISLA	180
IV.1.- LA ERUPCIÓN DE TIMANFAYA	181
1.A.- APROXIMACIÓN AL MARCO GEOGRÁFICO, POLÍTICO, SOCIAL Y ECONÓMICO PREVIO A LA ERUPCIÓN DEL S. XVIII	183
A.1.- El marco geográfico	183
A.2.- El contexto político, social y económico previo a la erupción	185
1.B.- EFECTOS DIRECTOS DE LA ERUPCIÓN DEL S. XVIII SOBRE LA ECONOMÍA	188
1.C.- EFECTOS DE LA ERUPCIÓN SOBRE LA POBLACIÓN	189
1.D.- DESARROLLO TEMPORAL Y ESPACIAL DE LAS MANIFESTACIONES ERUPTIVAS	191
D.1.- Inicio y duración de la erupción	191
D.2.- Las fases eruptivas	193
1.E.- LA INFORMACIÓN DE CARÁCTER VOLCANOLÓGICO	196
E.1.- El comportamiento eruptivo	196
E.2.- Las acumulaciones piroclásticas y lávicas. Las áreas afectadas	200
E.3.- Los fenómenos volcánicos acompañantes (desprendimientos gaseosos y actividad sísmica)	203
1.F.- LOS RASGOS MORFOLÓGICOS GENERALES	206
F.1.- La organización estructural	206
F.2.- La morfología de los conjuntos eruptivos	207
IV.2.- LA TRIPLE MANIFESTACIÓN ERUPTIVA DE 1824	209
2.A.- LAS SECUENCIAS ERUPTIVAS	210
2.B.- LOS RASGOS MORFOESTRUCTURALES	213

CAPÍTULO V. LAS PRINCIPALES UNIDADES MORFOESTRUCTURALES

I. INTRODUCCIÓN	219
II. LOS MACIZOS ANTIGUOS	219
II.1.- EL MACIZO DE FAMARA	220
1.A.- LOS FRENTES RETROCEDIDOS DEL ANTIGUO EDIFICIO.	
EL RISCO DE FAMARA	220
A.1.- El mega acantilado activo del tramo central	220
A.2.- Los acantilados inactivos de los sectores septentrional y meridional	221
1.B.- EL DORSO DEL MACIZO	223
B.1.- Sectores con escasa interferencia del volcanismo del segundo ciclo	223
1.1.- Sector de niveles de incisión más antiguos de Batería	223
1.2.- La banda central del macizo con valles amplios y profundos de Las Peñas del Chache	223
B.2.- Morfología de los sectores con interferencia del volcanismo del segundo ciclo	224
2.1.- El sector meridional de alineaciones volcánicas antiguas con red de drenaje	224
2.2.- El Sector de alineaciones volcánicas recientes de Guatifay	224
II.2.- EL MACIZO DE LOS AJACHES	225
2.A. EL NÚCLEO PRINCIPAL DEL MACIZO CON PREDOMINIO DE LAS FORMAS DE EROSIÓN DE LOS AJACHES EN SENTIDO ESTRICTO	225
2.B.- EL SECTOR SEPTENTRIONAL DE FEMÉS Y FENAUO Y LAS VERTIENTES OCCIDENTALES DE LA ATALAYA DE FEMÉS Y MONTAÑA ROJA CON COEXISTENCIA DE FORMAS VOLCÁNICAS DIRECTAS Y DE MODELADO	227
III. LAS CADENAS VOLCÁNICAS DEL SECTOR CENTRAL	227
III.1.- LA CADENA VOLCÁNICA ORIENTAL DE GUARDILAMA REMODELADA PARCIALMENTE POR PROCESOS EROSIVOS	228
III.2.- LA PLATAFORMA LÁVICA SEPTENTRIONAL Y LOS SISTEMAS VOLCÁNICOS TAPIZADOS POR ACUMULACIONES DE ARENAS DE EL JABLE	230
III.3.- LOS SECTORES OCCIDENTALES CON PREDOMINIO DE FORMAS VOLCÁNICAS FRESCAS	232
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	235

A Eduardo Martínez de Pisón

Prólogo

Todos hemos tenido la sensación alguna vez de estar en el lugar oportuno y en el momento indicado. Yo he disfrutado del privilegio de, durante casi tres años, convivir con la elaboración de este libro.

El encargo expreso del Cabildo de Lanzarote fue recibido con entusiasmo por Carmen Romero, pues la vinculaba aún más con una tierra que ha ido conociendo y queriendo a lo largo de su Tesis Doctoral y de las sucesivas celebraciones del Curso Internacional de Vulcanología, en cuya organización y docencia participa fielmente cada año. A este entusiasmo afectivo se unió, creo que inconscientemente, el estímulo intelectual de abordar, por primera vez en su trayectoria profesional, el estudio del significado del relieve en el paisaje de una isla completa. Un territorio continuo —no sectores aislados, seleccionados por el carácter histórico de las formas volcánicas más recientes, por el interés de la topografía submarina para la génesis de los valles de La Orotava y Güímar, o por las pequeñas avalanchas volcánicas de la Pared de Tigaiga— y con una consideración geomorfológica global —no restringida al volcanismo histórico o al papel de la red hidrográfica de Tenerife como canalizador de flujos y materiales volcánicos—. Además, existía un compromiso tácito, pues esta obra tuvo un preámbulo en el *Comentario del mapa geomorfológico de Lanzarote*, breve estudio de los primeros momentos profesionales de la misma autora.

A la vuelta de cada campaña de trabajo de campo, Carmen Romero no ha podido contener su necesidad instintiva de compartir los nuevos conocimientos adquiridos y sus colaboradores más inmediatos y amigos interesados en el tema hemos ido disfrutando y celebrando con ella hallazgos de información y datos concretos que, todavía inconexos, permitían conocer algo más de las formas de relieve de Lanzarote. Esta materia prima requirió luego un proceso de decantación, reflexión, titubeos, certezas, encadenamientos de ideas respecto a los significados de las formas y a las delimitaciones, relaciones espaciales y jerarquizaciones de unidades territoriales.

De este proceso, que fructificó en un trabajo geográfico de primer orden, también fuimos testigos. Ha sido este seguimiento, mi amistad con Carmen Romero y la consideración profesional que tengo de ella lo que me ha llevado a cometer el atrevimiento de aceptar su petición de que prologara este libro, al que hubiera hecho mucho más honor

un buen conocedor del estudio de las formas de relieve o de Lanzarote. En esta ocasión, el honor es para mí.

Este libro desprende método de su propia estructura. Un método implícito que comienza con una descripción detallada de la topografía, la cual permite individualizar sectores mediante una observación meticulosa de la relación espacial entre los elementos y los conjuntos de éstos; una auténtica geometría de las formas de relieve. El método sigue con la búsqueda de las razones de la presencia de estas formas y de su disposición en el espacio, en un discurso lleno de rigurosidad científica —con referencias constantes a las aportaciones de otros especialistas— y de afán didáctico —con la explicación de todos los conceptos utilizados—. Luego, las unidades espaciales definidas a través de la descripción se devuelven ya como territorios geomorfológicos interpretados y se caracterizan, entonces, no sólo por sus formas, sino también por los procesos que las han generado; todo ello se expresa magníficamente en una cartografía de cada una de ellas elaborada con muy buen criterio geomorfológico y con mucha finura estética. La síntesis final es el paisaje geomorfológico de Lanzarote, con una interesante jerarquización de unidades espaciales; no son ya los elementos o las formas en el espacio, sino el rompecabezas resultante de la organización territorial de las formas de relieve a diversas escalas de análisis.

El relieve de Lanzarote aporta también mucha y muy valiosa información. Sorprendentemente no sólo geográfica, pues incorpora una recopilación de datos geológicos, climáticos, paleontológicos e históricos que sirve de apoyo a conclusiones geomorfológicas y, que, por la relación que se establece entre ellos y el modo de tratarlos, enriquece el conocimiento de la isla de Lanzarote. Pero su gran aportación está, sin duda, en el terreno geográfico, pues la prolija localización de cada elemento del relieve y la descripción de su forma —para lo que se incorporan nuevas técnicas, como la morfometría de conos volcánicos—, la tipología de éstos a partir de la relación entre su localización y su forma, y la consecuente caracterización de espacios en función de la importancia relativa de los diferentes tipos de elementos geomorfológicos, constituyen un conjunto compacto y ordenado de datos e ideas nuevas, por tanto inéditas, que detallan, profundizan y, en consecuencia, sistematizan el conocimiento de este aspecto del territorio de Lanzarote.

Por todo ello, este libro de Carmen Romero —el quinto del que es única autora— tiene para mí un doble significado. En primer lugar, sin pretenderlo, es un auténtico manual de Geomorfología Volcánica, por su contenido y por su tratamiento. La isla de Lanzarote ha posibilitado, por sus características, incluir en una misma obra el estudio de las formas volcánicas originales, en el que la autora ya ha demostrado su particular talento, y de las formas derivadas de las estructuras volcánicas, relacionando genética y espacialmente unas con otras, tal como intervienen en la configuración de este relieve volcánico. Lanzarote es el objetivo, pero también se ha convertido en un instrumento, pues parece que se han encontrado la persona y el territorio idóneos para hacer de su estudio un compendio de morfología volcánica. Todo ello tratado mediante la difícil combinación de dos aspectos ya mencionados, el afán didáctico —propio de una obra de consulta— y el rigor de la investigación —propio de una obra científica—. En este sentido, el interesado en la contribución del volcanismo al paisaje no se defraudará con su lectura.

En segundo lugar, creo que este libro es una estupenda herramienta para lo que Eduardo Martínez de Pisón llama una *geografía de la gestión*. La topografía, con las variaciones de altitud, de orientación, de pendiente, etc., organiza un variado mosaico de recursos naturales que sólo se explica en el entendimiento de las formas de relieve y al que la sociedad se va acomodando según van variando los intereses. Conocer bien el relieve de Lanzarote supone, además, contar con un inventario de las formas que existen en él y de la importancia científica, natural y patrimonial que tiene cada una de ellas. Ello proporciona un valor concreto al lugar que ocupan y que debe ponderarse junto a otros elementos a la hora de intervenir en un territorio que es, además, Reserva de la Biosfera. Por último, conocer bien el relieve implica, así mismo, comprender la geografía y la historia de los procesos que generan y modifican formas de relieve. Para decidir los modos de actuación, es necesario conocer esta dinámica morfogenética, en la que se interfiere desde que se convive con ella. Por ello, los gestores y los técnicos de planificación territorial también encontrarán gran utilidad en este libro.

La iniciativa del Cabildo de Lanzarote en la realización y publicación de esta obra ha sido, pues, encomiable y por ello hay que agradecerla, y felicitarle, pues con este libro efectúa política cultural y también lleva a cabo una potencial política territorial.

M^a Eugenia Arozena
Profesora Titular de Geografía Física
Universidad de La Laguna
(La Laguna, marzo de 2001)

CAPÍTULO I

Las unidades topográficas

I. Introducción

Los 7.446,6 km² de superficie del Archipiélago Canario se reparten de manera desigual. Sólo tres islas superan los mil kilómetros cuadrados —Tenerife, 2.034, Fuerteventura, 1.659 y Gran Canaria, 1.560—, dos son de tamaño medio —Lanzarote, 862 y La Palma, 708— y dos relativamente pequeñas —La Gomera, 378 y El Hierro, 268—; el resto corresponde a seis islotes de los cuales el mayor sólo tiene 27 km².

Situada en el sector nororiental del Archipiélago Canario, Lanzarote es la isla

más cercana al continente africano, del que apenas la separan unos 130 km. Es una isla de dimensiones moderadas que posee una planta irregular, aunque visiblemente alargada en dirección NE-SW. A diferencia de la mayoría del resto de las islas del Archipiélago Canario, sus cumbres no dibujan una línea continua para toda la isla, lo que impide la compartimentación general del relieve en vertientes de barlovento y sotavento de clara individualización tanto topográfica, como climática y biogeográfica e incluso geomorfológica.

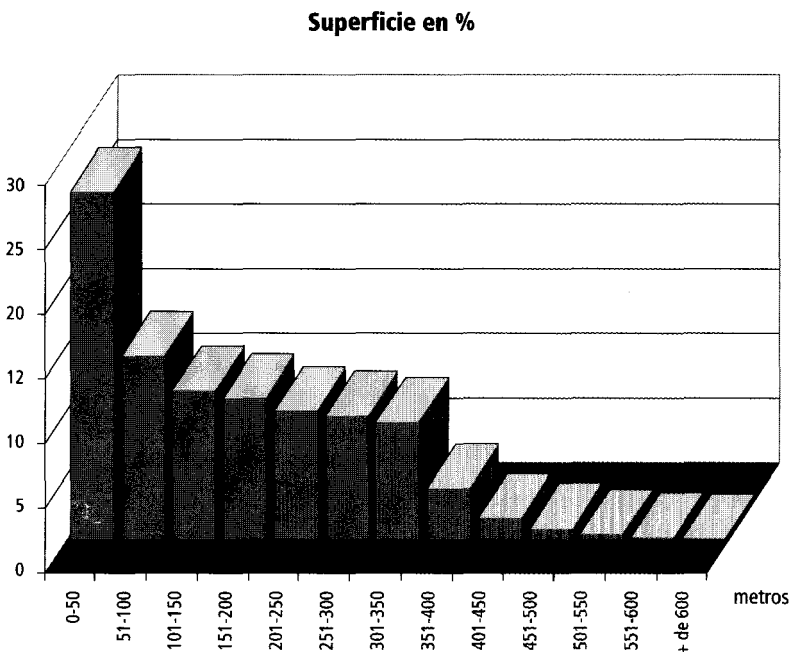


Figura 1.1.- Superficies ocupadas por intervalos de altitudes en la isla de Lanzarote

Uno de los rasgos más significativos del paisaje de la isla de Lanzarote es el escaso vigor y energía que, en líneas generales, muestra su relieve, como queda patente al observar la figura anterior (Fig. 1.1). Como se pone de manifiesto en ella, más de 700 km² de la superficie de la isla tienen altitudes por debajo de los 300 metros, lo que supone más del 80% de su extensión total. Pero, es más, de estos 700 km², aproximadamente unos 350 están comprendidos entre el nivel del mar y los 100 metros de altitud, lo que es indicativo de la escasa altitud generalizada de la isla. Junto a ello, y aunque de modo puntual existen sectores donde los desniveles alcanzan valores próximos a los 600 m/km, los valores medios para toda la isla son significativamente menos elevados, estando en torno a los 95 m/km.

Estos valores generales están, sin embargo, recubriendo algunas diferencias sustanciales. Las altitudes absolutas más elevadas y los desniveles más acentuados aparecen concentrados en determinados sectores de la isla. De este modo, mientras que un 62% de su extensión superficial, correspondiente a la parte central de la isla, constituye un área donde los desniveles medios por kilómetro se sitúan en torno a valores de 70 metros, existen dos áreas, localizadas al sur y al norte, donde esta cifra aumenta hasta alcanzar valores medios por encima de los 110 metros por kilómetro y donde se concentran además los máximos desniveles por kilómetro cuadrado.

II. Las unidades topográficas

La isla puede ser dividida en tres regiones topográficas de caracteres específicos: dos sectores montañosos y de escasa extensión superficial, localizados al norte y sur de la isla, de naturaleza más o menos abrupta y un área central de relieve menos

vigoroso, pero en contrapartida de mayor desarrollo superficial.

a) Una unidad septentrional, o Macizo de Famara, que con una extensión en torno a los 216 km² ocupa toda el área nororiental de la isla y que se extiende desde la Punta de Fariones, situada en su extremo más septentrional, hacia el sudeste hasta el sector del Morro del Hueso, localizado al oeste de la Villa de Tegui, y hacia el sur hasta los Llanos de Teseguite y del Cuchillo. Todo este ámbito configura un territorio montañoso y, en ocasiones, abrupto, caracterizado por presentar un núcleo central de relieve vigoroso recortado por un impresionante escarpe que recorre longitudinalmente toda su vertiente occidental, y una vertiente oriental en forma de rampas, excavadas por valles, que descienden desde los sectores culminantes hasta la línea costera.

b) Una unidad meridional, desarrollada desde la Punta del Papagayo y las Llanuras del Rubicón, que constituye el sector más meridional de la isla, hasta el arco septentrional que partiendo desde la Bahía de Ávila, localizada en el sector de Playa Quemada, se prolonga a través de Pico Naos, Caldera Riscada y Montaña de la Cinta para terminar en las Salinas del Janubio. Con una extensión en torno a los 107 km², Los Ajaches, al igual que Famara, muestra desniveles acentuados que se traducen en la existencia de un relieve de cierto vigor y acusados contrastes topográficos, donde escarpes, valles, planicies y acantilados costeros adquieren un evidente protagonismo. También aquí, como en Famara, todo el sector central y centro-occidental del macizo muestra un espectacular escarpe, a cuyo pie y hacia occidente y hacia el sur se desarrolla un amplio sector de topografía

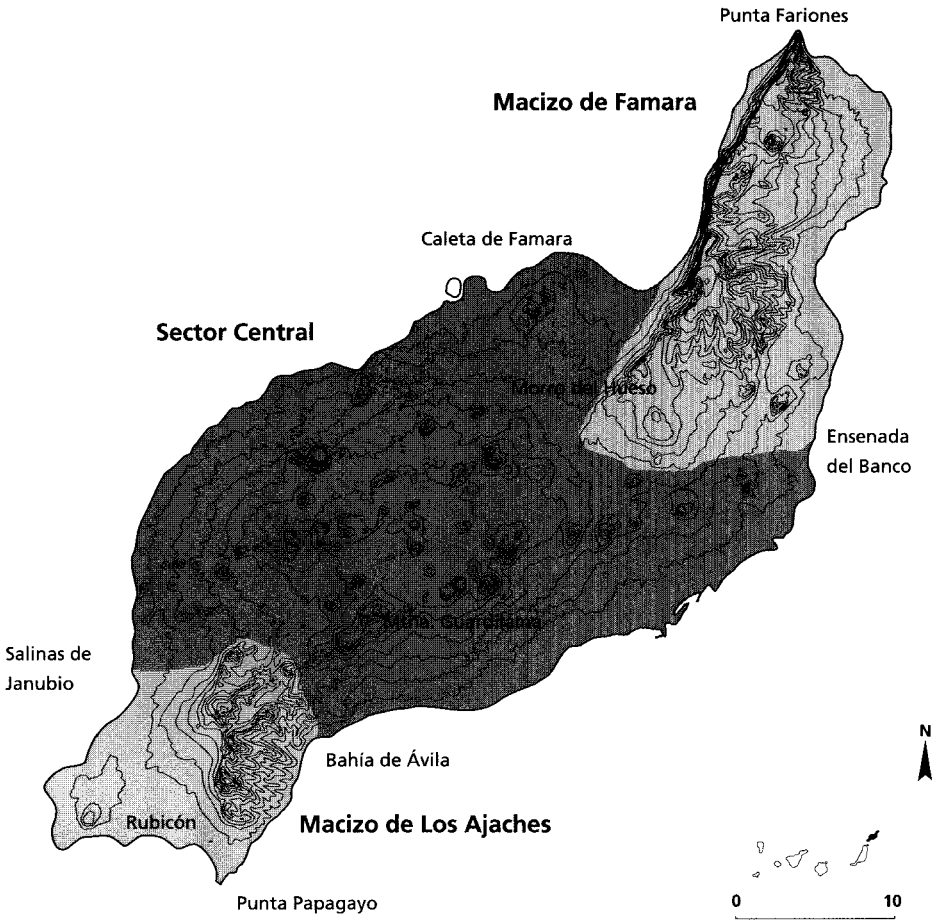


Figura 1.2.- Unidades topográficas de la isla de Lanzarote

plana; hacia levante, esta unidad presenta una mayor compartimentación espacial, caracterizándose por la alternancia de valles, más o menos amplios, y lomas que descienden de modo gradual desde la línea de cumbres hasta la costa.

c) La unidad central, flanqueada por las estribaciones meridionales y septentrionales de los conjuntos montañosos de Famara y Los Ajaches, con las que conecta a través de la existencia de bruscos desniveles, constituye la unidad territorial de mayor exten-

sión superficial (538 km²). Su límite septentrional se sitúa en una línea que partiendo desde la Caleta de Famara se prolonga hasta el sector de La Ensenada del Banco, en la costa oriental de la isla, pasando por El Morro del Hueso y los Llanos de Teseguite y del Cuchillo; por el sur, se cierra por el arco descrito por los sectores de Playa Quemada, Caldera Riscada, Montaña de la Cinta y Salinas del Janubio. Abarca, por tanto, el territorio comprendido entre ambos macizos. Con una clara disminución de la energía del relieve, la

topografía de todo este ámbito está constituida por rampas que descienden de modo suave hacia el mar desde los puntos culminantes, y por más de un centenar de pequeñas colinas, de muy diversa envergadura, que se disponen frecuentemente siguiendo orientaciones precisas.

Aunque cada una de estas unidades fisiográficas mayores posee rasgos topográficos específicos que permiten su individualización y se encuentran, además, muy bien delimitadas espacialmente, no constituyen, sin embargo, áreas homogéneas en su interior. Dentro de cada una de estas unidades topográficas es posible encontrar variaciones que diversifican las formas generales y que permiten, a pesar de lo reducido de su territorio, la existencia de paisajes ricos y contrastados.

II.1.- La Unidad septentrional: El Macizo de Famara

Se configura como una península, visiblemente alargada en sentido meridiano, que se desarrolla desde el extremo norte de la isla, Punta Fariones, hasta el Morro del Hueso, situado en las inmediaciones de Teguiise. Con un desarrollo longitudinal de aproximadamente 22 Km, posee anchuras transversales que en los sectores de mayor desarrollo (entre la Peña de los Bajaires, en la costa occidental, y Risco Negro, en el litoral oriental) apenas alcanzan los 11 Km, llegando a presentar en determinados transectos tan sólo 6 Km, y presentando medias en torno a 8 Km. Estas cifras son elocuentes del aspecto marcadamente alargado que presenta todo este conjunto.

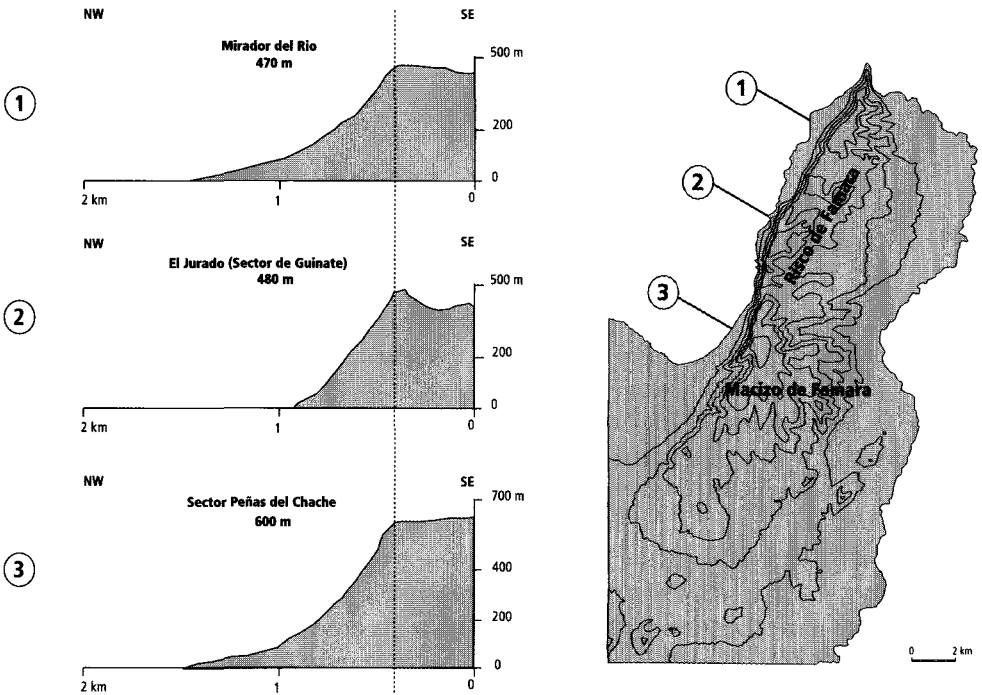


Figura 1.3.- Variaciones del perfil de el Risco de Famara según tramos

Tres rasgos fundamentales ayudan a la individualización topográfica de este sector septentrional. De un lado, el marcado vigor de su orografía, puesto que corresponde al ámbito donde se alcanza la mayor altitud de la isla, 671 metros en Las Peñas del Chache, presentando altitudes medias de cierta entidad. Por otro, que todo el sector occidental del macizo se encuentra recorrido por un espectacular escarpe que, con alturas siempre superiores a los 300 metros, y con un trazado rectilíneo, se dispone siguiendo una dirección de rumbo NE-SW; en su tercio meridional, este escarpe queda retranqueado y lejos de la línea costera actual, disponiéndose a su pie sectores de topografía plana, pertenecientes a otro ámbito topográfico de la isla. En algunos sectores, el escarpe queda reducido a su tramo superior, pues a su pie se desarrollan rampas, más o menos continuas, que enlazan los sectores escarpados superiores con el litoral (figura I.3).

Desde el Risco de Famara hacia el este, el macizo se configura como una rampa que desciende suavemente hasta alcanzar el litoral, estando surcado por amplios barrancos de fondo plano y vertientes suaves y cóncavas que alternan con rampas de topografía de detalle caótica.

Un último rasgo que ayuda a la individualización topográfica de este sector septentrional es que los valles y barrancos que muerden el macizo se desarrollan de manera casi exclusiva en su vertiente oriental, de modo que el dorso occidental carece de redes de drenaje importantes. Esta accidentada orografía sólo se encuentra matizada por la existencia de plataformas llanas, más o menos amplias, que recorren toda su franja baja oriental; Famara se encuentra bordeada por el este por una zona llana que conecta las áreas más escarpadas del macizo

con el sector costero. Ésta posee una amplitud variable, oscilando entre los 2 y los 4 km y presentando una ensenada pronunciada en el sector de Arrieta.

Un estudio de detalle de los rasgos fisiográficos del macizo permite diferenciar, de noreste a sudoeste, tres tramos de topografías específicas: el tramo de Batería-Atalaya Chica, situado en el área septentrional de Famara, el sector de Guatify, que corresponde al centro del macizo, y el conjunto de Las Peñas del Chache, que configura su parte meridional. Desde el área septentrional a la meridional, Famara va aumentando paulatinamente su altitud media (ver figura I.4), hasta alcanzar su máxima cota en Las Peñas del Chache, a partir de donde la altitud desciende de modo suave y progresivo hasta conectar con el sector central de la isla.

1.A.- Tramo de Batería-Atalaya Chica

Constituye el ámbito topográfico de menor extensión superficial del macizo, puesto que se desarrolla desde el extremo septentrional de la isla constituido por la Punta de Fariones hasta la Vega Chica, con una longitud aproximada de unos 5 km. Se trata también del área de Famara donde las altitudes absolutas son menos importantes, no superando los 481 m (Pico de Batería) y donde, además, el macizo posee envergaduras transversales poco importantes, ya que en ningún tramo tiene anchuras superiores a los 7 km, llegando en algunos puntos, como sucede en Punta Fariones, a presentar anchuras inferiores al kilómetro.

Si exceptuamos las ligeras incurvaciones hacia el NW existentes hacia su sector más septentrional, el tramo de el Risco de Famara perteneciente a esta subunidad, se caracteriza por poseer un trazado rectilí-

neo, con una orientación NE-SW, y por presentar, desde las inmediaciones del Pico de Batería, importantes rampas que se disponen en su base y que determinan la pérdida de la verticalidad del escarpe. El Risco posee aquí un perfil transversal moderado

que alcanza su máximo desarrollo en las Salinas del Río.

Recortada pues hacia el oeste por el Risco de Famara, el área culminante de este tramo está constituida por un relieve de topografía plana que se dispone a modo de

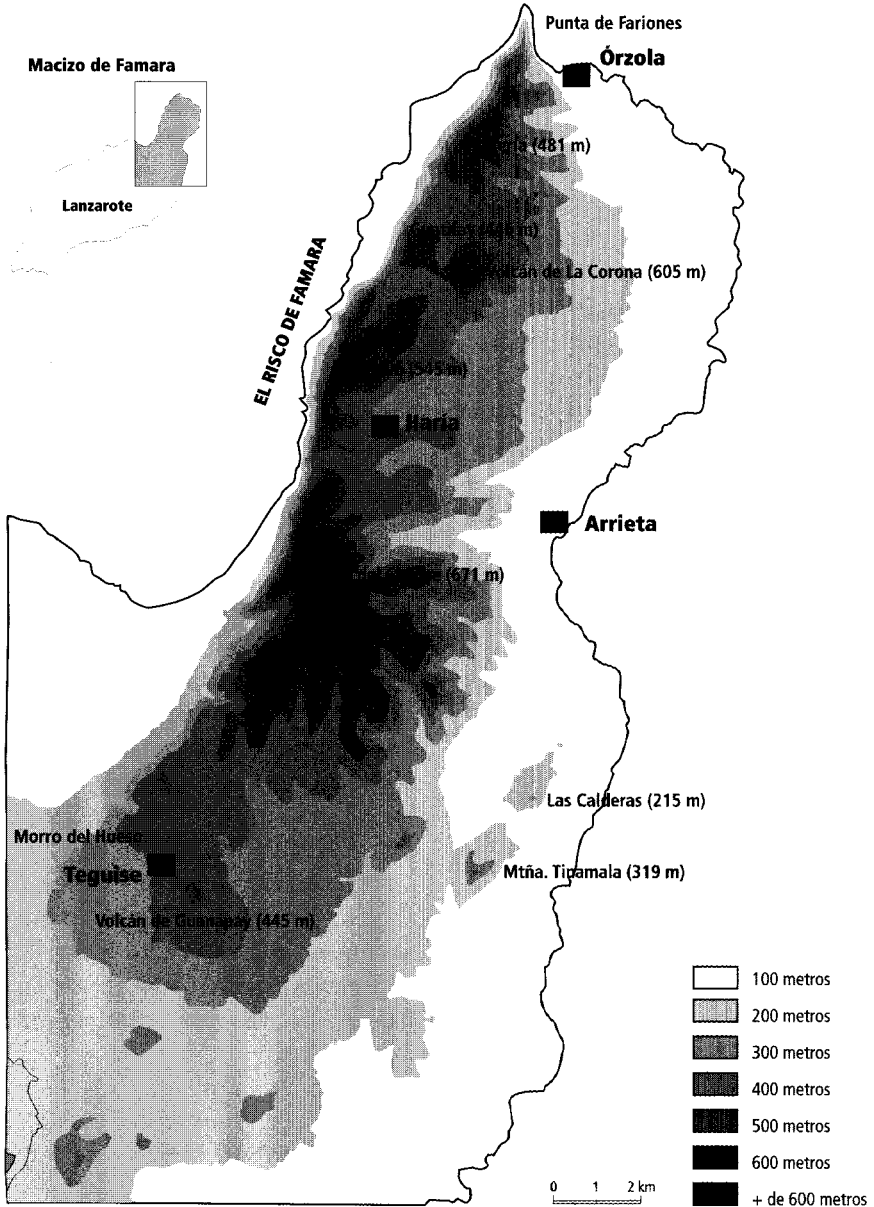


Figura I.4.- Altitudes absolutas del Macizo de Famara

meseta sumital, ligeramente inclinada hacia levante. Esta meseta se encuentra mordida en su vertiente oriental por barrancos que, drenando hacia el este, poseen una disposición perpendicular a la línea de cumbres y muestran trazados paralelos entre sí —Barranco de Valle Grande, Barranco del Valle de Fuente Dulce y Valle de la Fuente Salada—, careciendo de desembocaduras que conecten directamente con el mar. Situada en las estribaciones septentrionales de este sector, existe, además, una pequeña cuenca de drenaje que vierte sus aguas hacia el noreste —Valle Chico—. Con un escaso desarrollo longitudinal, todos estos valles poseen cabeceras simples y poco lobuladas y se encuentran separados por interfluvios alomados que terminan en escarpes de cierta entidad (aunque siempre de menor envergadura que el que constituye el Risco), con alturas superiores a los 100 metros (El Tope). Al pie de este escarpe se desarrolla una zona plana de escasa entidad, donde se ubica el pueblito de Órzola.

1.B.- Sector de Vega Chica-Guatifay-Matos Verdes

A partir del sector de Vega Chica, la topografía del macizo muestra un cambio brusco. El escarpe de El Risco que bordea todo este nuevo tramo por el oeste, se hace cada vez más abrupto hacia el sur, perdiendo en algunos tramos las rampas que suavizan sus tramos inferiores y cayendo en la vertical desde aproximadamente los

500 metros de altura en el sector de La Mesa y Matos Verdes.

Las máximas cotas altitudinales de este tramo central se alcanzan en el Monte Corona, con 605 m, y en la montaña de Los Helechos, con 581 m. Estos puntos forman parte de una pequeña cadena montañosa constituida por colinas, de planta circular o alargada, que con una orientación NE-SW, prácticamente paralela al trazado del escarpe de El Risco, está formada por seis elementos: La Quemada de Órzola (353 m), Monte Corona (605 m), La Cerca, (449 m), Los Helechos (581 m), La Quemada (563 m) y el pequeño montículo sin topónimo que se localiza en Los Risquettes, en el interior del barranco de El Valle.

Todas estas pequeñas montañas se levantan sobre un relieve circundante que muestra algunas analogías con el definido para el tramo sumital de Batería, al estar configurado por sectores de topografía plana y disposición amesetada. No obstante, aquí los barrancos que muerden el área cimera han terminado por seccionar la meseta culminante, de modo que ésta pierde su continuidad espacial y se encuentra fragmentada en cuatro segmentos, cuyas altitudes aumentan de forma paulatina hacia el sur (Guatifay, 446 m; El Jurado-El Gallo, 545 m; La Mesa, 549 m y Matos Verdes, 497 m). Los vanos topográficos que separan estos espacios corresponden, por tanto, a los tramos más altos de los valles de Vega Chica, Guinate, Barranco de El Valle y Valle de Los Castillos.

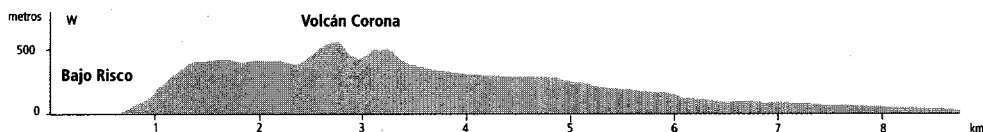


Figura 1.5.- Perfil topográfico del sector de Vega Chica-Guatifay- Matos Verdes

Los valles, al igual que en Batería, drenan siempre hacia el este, disponiéndose generalmente de forma perpendicular al escarpe de El Risco, mostrando perfiles transversales suaves y longitudinales de escaso desarrollo; por lo común, además, constituyen valles decapitados, carentes de cabeceras, y de desembocaduras que conecten de modo directo con la línea de costa. En ocasiones, incluso, sin talwegs definidos. Estos valles sólo poseen, por tanto, sus tramos medios altos, pues desaparecen aguas abajo a altitudes comprendidas entre los 250 y los 400 metros.

Desde este sector cimero, la orografía de la vertiente oriental se resuelve a través de rampas que descienden de forma gradual hacia el mar, interrumpidas localmente por la existencia de desniveles más o menos bruscos y topografías de detalle en ocasiones atormentadas. No existen, sin embargo, como ocurría en el tramo anterior, escarpes que lo flanqueen hacia el este.

1.C.- Sector de Montaña Ganada-Peñas del Chache-Morro del Hueso

A partir de Montaña Ganada, la topografía vuelve a mostrar rasgos contrastados con los dos tramos anteriores. El macizo se articula en este nuevo sector en torno a un punto culminante (Las Peñas del Chache, 672 m), situado de modo aproximado en el núcleo del mismo, descendiendo en altitud desde este punto tanto hacia el norte (Montaña Ganada, 583 m) como hacia el sur (Morro del Hueso, 250 m). En este sector, el macizo está limitado hacia el oeste, como es habitual en Famara, por el escarpe de El Risco y hacia el este por la línea discontinua de escarpaduras que bordean la depresión de Mala-Guatiza.

El área sumital muestra aquí, a semejanza con los sectores descritos con ante-

rioridad, una topografía poco contrastada, suave y alomada donde sólo resaltan algunos elementos muy puntuales como Las Peñas del Chache o la Peña de Juan Estévez. Se encuentra recortada tanto hacia el norte como hacia el este y hacia el sur por las cabeceras de los valles más importantes de todo el macizo.

La pared de El Risco muestra en este tramo varios rasgos diferenciados. El escarpe, al labrarse sobre el área del macizo donde se alcanzan las mayores cotas altitudinales, alcanza los desniveles más importantes, poseyendo altitudes en torno a los 600 metros en el área de Las Peñas del Chache; a partir de este punto, El Risco pierde altura de manera gradual hacia el sur, hasta desaparecer en El Morro del Hueso de forma más o menos brusca. Por otro lado, y a pesar de que en conjunto sigue manteniendo su carácter rectilíneo, fundamentalmente por lo que respecta a su sector norte, presenta tramos donde su trazado se vuelve festoneado, con entrantes, que se relacionan con la presencia de algunos barrancos, como el Barranco de La Poceta o el Barranco de Maramajo, y salientes, que corresponden a los interfluvios de separación de estas cuencas, como la crestería de El Castillo. De este modo, constituye el único sector de la pared donde se labran cuencas de drenaje de cierta entidad. Por otro, y con excepción del sector correspondiente al área de Montaña Ganada, el escarpe queda reducido a su cejo superior, pues su base se configura a partir de rampas que enlazan de forma directa con la línea costera hasta la crestería de el Castillo, o que lo hacen con las planicies norteñas de la Unidad Central de la isla; se trata por tanto del único tramo en que El Risco no linda directamente con el mar.

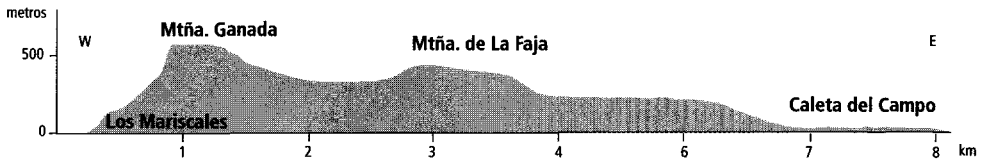


Figura 1.6.- Perfil topográfico de Montaña Ganada-Caleta del Campo, perteneciente al sector topográfico meridional del Macizo de Famara

La red hidrográfica pierde la disposición paralela de las áreas anteriores para adoptar un dibujo radial en torno al punto culminante; no obstante, los barrancos más importantes —Valle de Tres Barrancos, Barranco Hondo, Valle de Temisa, Valle del Palomo, Valle Grande de Mala, y Barrancos de Tenegüime y Manguía— drenan siempre hacia la vertiente oriental. Los rasgos más significativos de todos estos valles son el aumento evidente de su desarrollo longitudinal con respecto a las áreas anteriores, la mayor variedad de sus perfiles transversales, y el hecho de que, por lo general, presenten niveles de encajamiento importantes, sobre todo por lo que se refiere a sus tramos medios y altos, ya que en sus tramos bajos quedan reducidos a pequeñas incisiones de tan sólo varios metros. Algunos de los valles abiertos hacia el sur carecen de desembocadura y quedan cerrados por la presencia de colinas en sus tramos finales. Como excepción a lo que es norma en el Macizo, aparecen barrancos que drenan hacia la vertiente occidental —barrancos de La Horca, Maramajo y de La Poceta—, que se labran directamente sobre la escarpadura de El Risco, sobre todo en su tercio más meridional.

Hacia las estribaciones orientales y surorientales la orografía abrupta y compartimentada de este tramo acaba de forma brusca a través de escarpes, labrados sobre los interfluvios que descienden desde las Peñas del Chache; estos bruscos desniveles

muestran rasgos similares a los descritos para la vertiente oriental de Batería, presentando a su pie sectores de topografía poco contrastada —sector de Mala-Guaitiza— que configuran plataformas cuya amplitud aumenta progresivamente hacia el sur, hasta contactar con la Unidad Central de la isla. El carácter plano de esta franja sólo se ve interrumpido por la existencia de colinas que, unas veces individualizadas —Montaña de Guenía— y otras formando pequeños conjuntos montañosos alineados de NE a SW y más o menos continuos —Montaña del Mojón, Montaña Colorada, Las Calderas, Las Calderetas y Montaña Tinamala—, se levantan sobre el relieve circundante, presentando rasgos topográficos semejantes a los que posee la Unidad Central de la isla.

II.2.- La Unidad Meridional: El Macizo de Los Ajaches

De menor desarrollo espacial y envergadura que Famara, el Macizo de Los Ajaches constituye una península que abarca toda la punta meridional de la isla y que culmina a 609 metros en el pico de La Atalaya de Femés. Presenta una planta de forma cuadrangular y ligeramente alargada en dirección NE-SW, que limita hacia el sur, este y oeste con el mar y hacia el norte con la unidad del centro de la isla.

Se caracteriza por mostrar un relieve compartimentado en el que destacan un sector oriental, de orografía más o menos

abrupta con vertientes excavadas por una red de drenaje que desagua en lo esencial a levante, y un sector meridional y occidental, mucho menos accidentado y más homogéneo, constituido por rampas que descienden desde el tramo anterior y una plataforma de desarrollo amplio, que se dispone al pie de las áreas más altas del conjunto, rompiendo su carácter abrupto y compartimentado. Topográficamente, por tanto, el Macizo de Los Ajaches muestra grandes similitudes con el de Famara, estando constituido por varios

ámbitos de clara individualización, aunque aquí, de menor complejidad interna. De este modo, pueden diferenciarse dos tramos, uno donde el relieve en general es más enérgico, correspondiente al sector de Los Ajaches en sentido estricto, y otro con una topografía poco accidentada y de mucha menor altitud desarrollada en los sectores occidentales y meridionales que configuran las rampas que se extienden desde La Atalaya a Las Breñas y la plataforma del Rubicón, respectivamente.

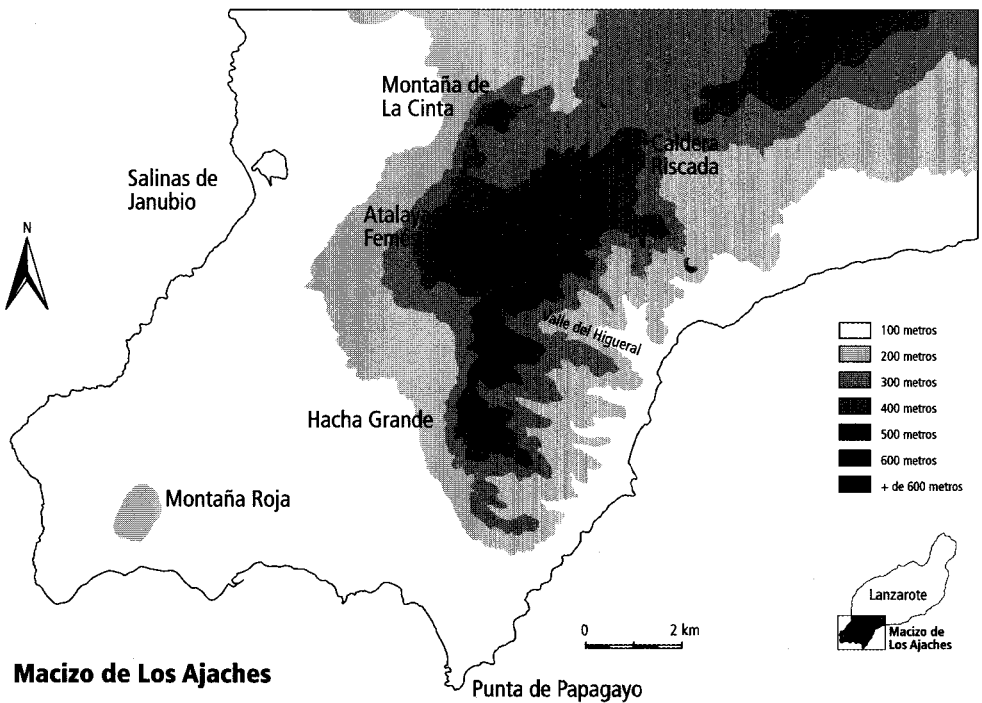


Figura 1.7.- Altitudes absolutas del Macizo de Los Ajaches

2.A.- El sector de Los Ajaches en sentido estricto

El rasgo esencial de este sector oriental del macizo es la presencia de un relieve de

cierto vigor, estructurado en valles amplios, interfluvios alomados y una línea costera oriental en la que alternan cantiles altos con pequeñas calas, localizadas en la desembocadura de los barrancos. Hacia el

sector suroccidental, sur y occidental, el macizo se interrumpe bruscamente a través de desniveles de trazado irregular, que poseen perfiles transversales caracterizados por presentar cejos escarpados en sus tramos superiores y rampas a través de las cuales enlaza con los sectores meridionales y occidentales más bajos del macizo.

La orografía de Los Ajaches se articula aquí en torno a una línea de cumbres principal, de carácter continuo, que describe un gran arco, abierto al este, cuyo extremo nororiental se emplaza en el sector de Playa Quemada, y el suroriental en torno al sector costero de El Paso del Andrés. Desde el extremo nororiental al suroriental, este arco aumenta poco a poco de altitud a través de Pico Naos (429 m), Pico de la Oveja (471 m), Pico de las Flores (468 m), Pico de la Aceituna (487 m), hasta alcanzar sus máximas cotas en el tramo de Pico Redondo y Hacha Grande —que constituyen los puntos culminantes de este cordal, ambos con

561 m—, a partir de los cuales vuelve a descender de modo gradual, pasando por Montaña de la Breña Estesa (288 m) y Los Morros del Hacha Chica (263 m), hasta terminar en la costa suroriental.

Esta crestería se erige en eje orográfico fundamental y actúa como línea divisoria principal de las aguas del macizo. Su dorso oriental está surcado por los amplios valles de El Higueral, El Valle, La Casita, Los Dises, Parrado y Juan Perdomo, que, con una disposición perpendicular a la línea de cumbres principal, vertientes suaves de perfil cóncavo, fondo plano y cabeceras simples poco desarrolladas, desaguan siempre hacia levante, mostrando trazados paralelos. Estos valles están separados por interfluvios de pendientes moderadas que, partiendo de la crestería principal, muestran trazados igualmente paralelos, formas suaves y una culminación en lomas convexas o aplanadas, para terminar en la costa con cantiles que alcanzan los 50 m de altura.

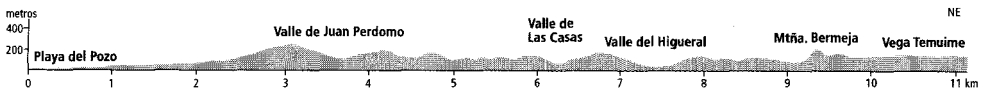


Figura 1.8.- Perfil topográfico de la vertiente oriental de Ajaches, desde Playa del Pozo hasta Montaña Bermeja

Hacia el sector noroccidental de la crestería principal del macizo existe un relieve de rasgos orográficos semejantes al anterior, constituido por valles muy amplios y de fondo plano, aunque de menor desarrollo longitudinal, abiertos hacia el nordeste y desconectados de la línea costera actual. También en esta zona, los valles aparecen separados por interfluvios de lomos convexas o aplanados, pero, sin conexión directa con la cumbre fundamental del macizo y con una disposición más o menos

paralela a la misma; sobre ellos, además, destacan pequeñas colinas de planta circular como la Caldera Riscada, Caldera Gritana, la Atalaya de Femés (donde se alcanza la mayor cota altitudinal del Macizo de Los Ajaches) y Caldera Masión, que se alinean según una dirección de rumbo NE-SW.

Los bordes meridionales y occidentales de todo este conjunto de Los Ajaches muestran una orografía con fuertes y bruscos desniveles, siempre superiores a los 250 metros, y caracterizada, en lo esencial, por

la presencia de escarpaduras superiores más o menos verticales, a cuyo pie se disponen rampas de inclinación y desarrollo variable que descienden en altitud hasta conectar con la otra unidad topográfica del Macizo de Los Ajaches. Estos desniveles llegan a poseer alturas considerables, del orden de los 400 metros, llegando a alcanzar en algunos tramos los 550 metros. Su relieve es semejante al de el Risco de Famara, salvo por lo que se refiere a su trazado, irregular y festoneado, y el hecho de que en ningún momento se desarrollan junto a la línea de costa.

2.B.- Las rampas de La Atalaya- Las Breñas y la plataforma de el Rubicón

Con una orografía poco contrastada y de escasa altitud media, siempre inferior a los 200 metros, el área meridional y occidental del macizo posee, sin embargo, rasgos con matices diferenciados que permiten el establecimiento de dos sub-unidades topográficas diferentes.

Las rampas constituyen planos inclinados que se abren en abanico y descienden de forma gradual desde La Atalaya de Femés y Caldera Masión hasta la laguna de Janubio situada al oeste, por un lado, y el área de La Casilla y la Hoya de la Yegua, ubicada al sur, por otro. Con una altitud máxima en torno a los 200 metros, muestran una topografía suave que sólo se ve alterada por la presencia de escalones internos de cierta entidad, con desniveles de hasta 40 metros en el sector de Las Breñas, o por la existencia de pequeñas lomas y depresiones de disposición radial. Sobre estas rampas se labran cauces de escaso encajamiento que adoptan una disposición más o menos radial con respecto a La Atalaya de Femés y Caldera Masión y desaguan tanto en la costa sur, en torno al sector del Berrugo, como en el litoral occidental

situado en las inmediaciones de Las Salinas del Janubio. Sus límites están habitualmente marcados por escarpes de menos de 20 metros, a través de los cuales conectan con la otra sub-unidad de este tramo.

La plataforma del Rubicón constituye una superficie más o menos plana, con una altitud media en torno a los 50 metros, que ocupa las áreas más meridionales y suroccidentales del Macizo de Los Ajaches, extendiéndose desde la Punta del Papagayo, Punta Pechiguera hasta el sector costero de Sámari. El único elemento que rompe el carácter monótono de esta superficie es Montaña Roja, localizada en el tramo suroccidental, que se levanta sobre la misma hasta alcanzar los 196 metros de altura. En ocasiones, la plataforma muestra sectores deprimidos de escasa relevancia orográfica como la Hoya de la Yegua y Los llanos de Las Maretas. La red de drenaje se configura a partir de un número de cauces elevado, pero, en contrapartida, poco encajados y de muy corto desarrollo longitudinal.

II.3.- La Unidad Central: las alineaciones montañosas menores

Ocupa toda la franja central de la isla, desarrollada entre las estribaciones meridionales del Macizo de Famara y las septentrionales del de Los Ajaches, constituyendo la unidad fisiográfica de mayor extensión superficial y mayor desarrollo transversal.

Está configurada a partir de amplias superficies abiertas, de topografía más o menos plana, sobre las que sobresalen más de un centenar de pequeñas colinas, de muy diverso tamaño, que poseen plantas circulares o ligeramente alargadas y formas tronconómicas, con pequeñas depresiones culminantes. Estas colinas pueden aparecer

tanto individualizadas unas de otras, como adosadas y yuxtapuestas entre sí, ocasionando en estos casos la aparición de cadenas montañosas, más o menos continuas en el espacio, de escaso desarrollo transversal y amplios recorridos longitudinales, con orientaciones preferentes de dirección NE-SW y ENE-WSW, y trazados paralelos o subparalelos.

Estas cadenas montañosas constituyen auténticas espinas topográficas, con altitudes máximas entre los 600 y los 400 metros, con líneas de cumbres discontinuas y con frecuentes vanos topográficos que rompen su continuidad longitudinal. Este carácter discontinuo se pone de manifiesto en la existencia de algunos topónimos como Entremontañas o La Asomada, con que se designa a las pequeñas degolladas existentes entre Montaña Tersa y la Montañeta, o entre Cerro Tegoyo y Caldera Gaida. De forma local, entre estos espolones, se encuentran pequeñas depresiones, también de mayor desarrollo longitudinal que transversal, más o menos cerradas, muy ricas agrícolaemente, a las que se denomina Vegas en la isla. Fuera de estos espigones topográficos, el relieve se resuelve a partir de rampas de inclinación suave que se desarrollan hasta la costa.

Además, en todo el sector central de la isla las redes de drenaje están prácticamente ausentes; sólo en el dorso oriental de esta unidad aparecen cauces muy poco incididos que se labran sobre las rampas que se disponen al pie de las grandes alineaciones montañosas y cuyo drenaje se efectúa sobre todo hacia la vertiente oriental, de modo semejante a lo que hemos comentado para las dos unidades fisiográficas anteriores. Puntualmente, en el interior de las depresiones intermontañosas mencionadas se desarrollan algunos cau-

ces de escaso desarrollo y carentes de desembocadura.

3.A.- Las montañas y las pequeñas cadenas montañosas

El relieve del centro insular aparece articulado en lo fundamental en torno a la existencia de cadenas montañosas de gran desarrollo longitudinal a las que hemos hecho mención en párrafos anteriores. Aunque con caracteres comunes a todas ellas, como es su constitución por la asociación de elementos topográficos de plantas circulares y alargadas, su trazado marcadamente longitudinal y su orientación preferente en torno a las directrices mencionadas, las cadenas montañosas del centro insular muestran rasgos específicos para cada una de ellas.

Son dos los cordales montañosos que agrupan el mayor número de elementos topográficos destacados y que muestran un mayor desarrollo y una mayor continuidad longitudinal, y varias las cadenas de rango menor, constituidas por menos de una decena de pequeñas colinas. Es en estos espolones topográficos donde se alcanzan las mayores altitudes de esta unidad fisiográfica.

La agrupación mejor definida, de mayor continuidad longitudinal y también la constituida por los elementos topográficos de mayor envergadura de la unidad central de la isla, se desarrolla a lo largo de toda el área oriental, localizándose entre el sector noroccidental de Costa Teguisse y el oriental de Uga. Constituye una auténtica espina dorsal de la isla, sin apenas vanos topográficos acentuados, que, con una longitud en torno a los 25 km, está configurada por más de una veintena de colinas. De NE a SW son las siguientes: Cerro Hurón (229 m), Montaña Saga (225 m), Montaña de Tahíche (321 m), Montaña de Maneje (285 m),

Montaña de Zonzamas (328 m), Monte Mina (430 m), Monte Guatisea (544 m), Montaña Bermeja (317m), Montaña Blanca (595 m), Montaña Tera (503 m), La Montañeta (436 m), Conil (378 m), Vega Tegoyo (343m), Cerro Tegoyo (458 m), Caldera

Gaida (563 m), Montaña Guardilama (603 m), La Montañeta (377 m), Montaña Tina-soria (503 m), Montaña Mojón (387 m), Montaña Norte (332 m), Montaña Casa (366 m) y Montaña Majada (263 m).

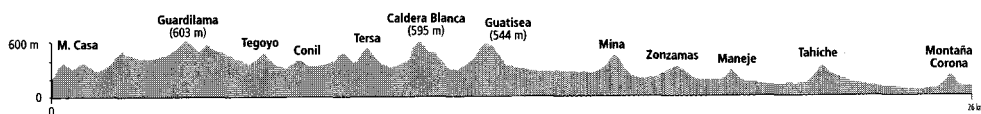


Figura 1.9.- Perfil topográfico del cordal montañoso de Montaña Casa-Montaña Corona. (La escala vertical está exagerada para poder observar con detalle el número de montañas que constituyen esta cadena montañosa)

Como puede apreciarse, la mayor parte de los elementos topográficos que se inscribe en esta cadena culminan por encima de los 300 metros de altitud, llegando a presentar altitudes absolutas de cierta importancia en torno a los 600 metros. Esta espina topográfica se articula en torno a dos puntos culminantes principales —los 595 metros de Montaña Blanca y los 603 metros de la Montaña Guardilama—, localizados en su tramo suroriental y central, mostrando un vano acentuado entre ambos puntos y descendiendo de modo paulatino en altura desde ellos hacia los tramos noreste y sudoeste respectivamente.

Las variaciones longitudinales no se reflejan sólo en este aspecto, puesto que en función de la mayor o menor agrupación de las colinas se pueden diferenciar dos tramos específicos. De este modo, el tramo suroccidental comprendido entre Montaña Casa y Montaña Guatisea, se caracteriza por presentar una mayor agrupación, de modo que las colinas se adosan y yuxtaponen determinando la aparición de un espolón más o menos continuo longitudinalmente; es, además, en este tramo donde se desarrollan las colinas de mayor enverga-

dura. A partir de la Montaña de Guatisea y hacia el noreste, la cadena montañosa se vuelve discontinua y baja; el número de colinas que forma parte de esta agrupación es más reducido y éstas, por otro lado, muestran envergaduras menores, no comparables con las colinas existentes en el tramo anterior. Las montañas se encuentran, además, aisladas unas de otras, de modo que existen vanos topográficos de mucha mayor amplitud espacial que contribuyen a hacer más abierta y discontinua la alineación montañosa.

Fuera de esta cadena montañosa descrita, la articulación de las colinas en espolones topográficos está mucho peor definida, mostrando disposiciones no siempre paralelas. En general, los conjuntos que se desarrollan en el área central de esta unidad constituyen cordales montañosos de menor desarrollo y mayor discontinuidad longitudinal, que albergan en su interior un menor número de pequeñas colinas, y éstas, por lo común, no llegan en ningún caso a poseer la envergadura que tenían en la cadena montañosa descrita con anterioridad.

Estas alineaciones montañosas parecen confluir en un área común, donde las coli-

nas aparecen más o menos agrupadas, constituyendo una asociación densa que configura un auténtico nudo topográfico, como el que se desarrolla al oeste de Tao y al sur de Tiagua y La Vegueta. En este sector destaca Montaña Tamia, por poseer la mayor envergadura y altitud, y junto a ella aparecen de forma arracimada la pequeña montaña situada al oeste de Tao (368 m), Montaña de la Meseta (371 m), Caldera Honda (350 m), Montaña Tizalaya (448 m), El Alto (354 m), Montaña Chibusque (362 m) y Lomo de Camacho (371 m).

La cadena montañosa más importante de todas las que confluyen en este sector, tanto por su desarrollo longitudinal como por el número de elementos que la configuran, es la que partiendo de Montaña Quemada (146 m), localizada en las cercanías de la costa suroccidental de esta unidad, se prolonga a través de los conjuntos de las Montañas Quemadas y Timanfaya para terminar en Montaña Tamia. Esta cadena montañosa posee una orientación ENE-WSW y está constituida por más de quince montañas que culminan, en la mayoría de los casos, por encima de los 300 m de altitud, correspondiendo los tramos más altos a los ubicados entre Timanfaya y las Montañas del Señalo. Forman parte de esta cadena los siguientes elementos: Montaña Quemada (146 m), Montaña de Pedro Perico (258 m), Montaña Encantada (256 m), Caldera Rajada (229 m), Montaña Rajada (373 m), las Montañas del Fuego (348 m, 354 m, 367 m y 387 m), Montaña de Timanfaya (511 m), Los Miraderos (498 m), Montañas del Señalo (507 m), Caldera de La Rilla (408 m), Montaña de Los Rodeos (445 m), Montaña Ortiz (450 m), una colina sin topónimo que culmina a 349 m, Montaña de El Alto (356 m), Montaña de Tizalaya (448 m) y Montaña Tamia (549

m). Constituye una cadena donde las diferentes colinas suelen disponerse aisladas, con collados pronunciados entre ellas, salvo el tramo central que se desarrolla entre las Montañas Quemadas y las Montañas del Señalo, donde se agrupan hasta constituir en determinados puntos asociaciones aglomeradas, semejantes a la mencionada con anterioridad.

En una posición prácticamente paralela a la anterior y ubicada hacia el norte de la misma, se desarrolla otro pequeño cordal constituido por un menor número de colinas, a veces separadas unas de otras por más de un kilómetro. Estas montañas se relacionan entre sí a partir de su disposición sobre una franja de dirección ENE-WSW que termina por confluír en el sector de Montaña Tamia. Este espolón está constituido por Caldera Roja (426 m), Montaña Tingafa (369 m), Volcán Nuevo (321 m), Montaña de Los Rostros (398 m), Montaña del Cortijo (434 m), Montaña Tinguatón (367 y 341 m), Caldera Quemada (338 m) y Montaña Iguadén (340 m).

Otra de las cadenas que termina por confluír en el sector de Montaña Tamia es la que se desarrolla desde las cercanías de Uga hasta Tao, constituida por Montaña de Miguel Ruiz (317 m), Montaña Mesa (274), Montaña de la Vieja (278 m), Montaña Chupaderos (433 m), Montaña Diama (468 m), Montaña de Las Lapas o el Cuervo (385 m), Montaña Colorada (465 m), Montaña Chibusque y Montaña Tamia.

Fuera de estas cadenas, existen otras de menor desarrollo y número de colinas, como la situada en el sector centro-occidental de esta unidad topográfica y configurada por Montaña Bermeja (142 m), Caldera Blanca (458 m), Montaña Caldereta (324 m), Montaña de Dolores (332 m), Montaña Tinache (452 m), Montaña Tim-

baiba (318 m) y el Berrugo (230 m); la que limita esta unidad en su sector más noroccidental, constituida por Montaña Tenezar (368 m), Caldera del Cuchillo (172 m), Montaña Mosta (131 m), Pico Colorado (198 m), Caldera Trasera (293 m), Montaña de Juan del Hierro (197 m), Montaña Chica (115 m) y Montaña Cavera (104 m), o las que en el sector suroccidental se disponen prácticamente de forma paralela al tramo suroccidental de la cadena de Montaña Quemada-Timanfaya-Montaña Tamia, está constituida por Montaña de El Golfo (157 m), Caldera del Isote de La Vega (178 m), Montaña Hernández (236 m) y Montaña Tremesana (329 m), por un lado, y Montaña Bermeja (112 m), Caldera de Las Chozas (101 m), Montaña de la Vieja Gabriela (233 m), Pico Redondo (246 m) y Montaña de La Mancha (192 m), por otro.

Existen, además, algunas montañas cuya proximidad a estos espolones permiten su incorporación a los mismos como ocurre con la Caldera del Corazoncillo, la Montaña del Chinero o el conjunto de Pico Partido, que pueden considerarse como inscritos en la alineación de Montaña Quemada-Timanfaya-Montaña Tamia. No obstante, también podemos encontrar colinas cuyo emplazamiento impide su conexión directa con estos conjuntos, de modo que aparecen más o menos aisladas y dispersas por la superficie central de la isla, como por ejemplo sucede con Montaña Halcones (103 m) o Montaña Tinajo (272 m).

3.B.- Las Vegas

Constituyen sectores de topografía deprimida que se localizan al pie de las colinas que configuran el centro insular. Las Vegas están tanto mejor delimitadas y definidas espacialmente cuanto más continuas y cerradas son las alineaciones montañosas

que las flanquean. Configuran depresiones intermontañosas cerradas y de mayor desarrollo longitudinal que transversal, que poseen sus fondos a altitudes relativamente importantes, casi siempre por encima de los 250 metros. Sus laderas se configuran a partir de la unión de los dorsos de las colinas de plantas circulares o subcirculares, por lo que muestran trazados festoneados que enlazan con fondos más o menos planos y, a veces, con ligeras rupturas de pendiente. En la mayoría de los casos, estos valles carecen de talwegs que los recorran internamente; sólo de modo esporádico, pueden aparecer pequeños barrancos en su interior, siempre de escaso encajamiento, que carecen de cabeceras desarrolladas y de desembocadura, y que terminan por perder su trazado aguas abajo.

Son múltiples los sectores que muestran estos rasgos —áreas de La Vegueta, Casas de Florida, Masdache o Mozaga—, pero quizás el mejor ejemplo de este tipo de orografía es el constituido por la depresión donde se emplaza La Geria.

3.C.- Las rampas exteriores

A partir de las cadenas montañosas la topografía está constituida por planos inclinados hacia el mar que pierden altura de forma gradual. Como ocurre en los relieves de orografía poco contrastada, los pequeños accidentes topográficos que salpican estas rampas cuentan con topónimos específicos que suelen hacer mención a sus rasgos topográficos, distinguiéndose los siguientes: peñas, hoyas, morros, lomos o paredones.

Las peñas constituyen siempre elementos topográficos muy puntuales que sobresalen algunos metros, siempre menos de 10, sobre estas planicies; las superficies de las rampas están salpicadas

allí y acá con elementos de estos rasgos que se disponen de forma más o menos azarosa sobre el territorio. Aunque constituye un topónimo habitual en otras áreas de la isla, en este sector central suelen ser muy numerosos; hemos contabilizado en torno a una veintena de puntos con topónimos de peñas —Peña del Gato, Peña Negra, Peñas de San Roque, Peña de La Casita, La Peña de La Arena, Peña Huma, Las Peñas, Peñas del Santo, Peña de Bajaires, Peñas Agudas, Peñas de

Mozaga, Peñas Blancas, El Peñón, etc.—. Referidos también a sectores de altos topográficos poco acentuados, aunque con un mayor desarrollo longitudinal están las lomas, los paredones y los morros —Paredones de Los Leones, Lomo Gabriel, Lomo Colorado, Morros de Güime, Morro de El Jable, Morro de Simanca, Morro Alto, Morro de la Barquilla—, utilizados, en ocasiones, para definir pequeños escarpes y escalones que rompen la monotonía de las rampas.

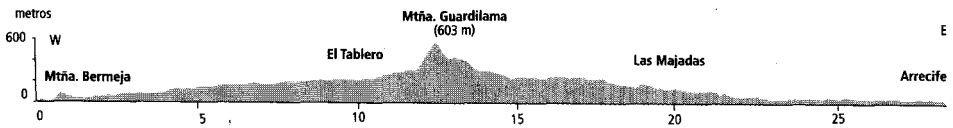


Figura 1.10.- Perfil topográfico este-oeste del sector central de la isla. (La escala vertical está exagerada para poder observar con detalle la topografía de las rampas exteriores a las cadenas montañosas)

Las hoyas, por el contrario, son topónimos que designan a sectores deprimidos de escasa envergadura —Hoya del Palo, Hoya Medina, Las Hoyas de Prudencio, Hoya Herrera, Hoya de las Raíces, Hoya de la Perra...—.

Una buena parte del territorio correspondiente a las rampas, fundamentalmente el que conecta la alineación de Timanfaya

con el sector costero, o incluso a los valles intermontañosos, como los desarrollados entre la cadena de las Montañas del Fuego y la de Montaña Chupaderos, constituyen superficies de topografía de detalle caótica e irregular, con pequeños escarpes y depresiones internas, similares a las que se extienden desde La Atalaya de Femés hasta las Salinas de el Janubio.

CAPÍTULO II

Los factores que condicionan las formas del relieve

I. Introducción

Las formas del relieve son resultado de un sistema complejo de interacciones entre las fuerzas y procesos constructivos, determinados por la tectónica a lo largo de la evolución geológica, y las fuerzas externas, que son las que, derivadas de las condiciones climáticas, modelan la superficie. En un archipiélago de carácter volcánico, como el canario, cabría esperar que la relación dinámica existente entre ambas fuerzas estuviese desequilibrada a favor de la actividad eruptiva, sobre todo constructiva, de modo que las formas de relieve fuesen resultado directo del volcanismo. Ciertamente, éste ha construido en Canarias conjuntos y edificios cuyos volúmenes rocosos, edad, naturaleza de sus materiales, evolución geológica, estructura, disposición, articulación espacial y formas resultantes manifiestan la profunda dependencia de este tipo de procesos.

Ahora bien, los rasgos de estas estructuras no sólo están condicionados por estos fenómenos. Una vez construidas, las formas volcánicas evolucionan con el tiempo y se ven sometidas a procesos de meteorización y de erosión, que difieren según las condiciones ambientales, y que terminan por desmantelarlas de modo parcial o total. La sucesión temporal de fases de condiciones climáticas diferenciadas determina la coexistencia y superposición espacial de formas de erosión pertenecientes a generaciones dife-

rentes. Por ello, el modelado de todas estas estructuras volcánicas está también condicionado por la evolución morfoclimática.

II. El sistema de fracturación

El sistema de fracturación es uno de los principales factores que intervienen en las formas del relieve que muestran los edificios volcánicos al condicionar tanto su disposición espacial, como su planta y su alzado.

Todos los volúmenes montañosos aparecen articulados según una geometría definida, organizada siguiendo un esquema estructural que resulta de la malla de fracturas originada como consecuencia de los fenómenos compresivos que dieron lugar a la formación de los bloques levantados. Esos bloques se encuentran delimitados por dos sistemas de fracturas ortogonales entre sí, de dirección Noreste-Suroeste y Noroeste-Sureste, que describen en el conjunto del Archipiélago una curvatura que sigue la línea del giro de la placa africana durante su última fase de deriva continental (Araña y Ortiz, 1991).

Todos los procesos de fracturación que operan en el archipiélago, desde los que ocasionaron las primeras manifestaciones volcánicas submarinas —con la consiguiente emersión de las islas—, los que articulan la disposición de las islas en el espacio, hasta los que han dirigido el emplazamiento de las erupciones más recientes, obedecen a un sistema estructu-

ral claramente definido que se dispone configurando bandas y pautas de rumbos precisos. Estas pautas estructurales constituyen líneas o franjas de debilidad de la corteza terrestre de disposición más o menos rectilínea y de rumbos específicos que marcan fracturas a partir de las cuales el magma procedente del interior de la tierra tiene mayor facilidad para su ascenso a la superficie. En Canarias, estos ejes estructurales siguen una geometría precisa y se ordenan según rumbos principales de dirección NE-SW y NW-SE, y rumbos secundarios orientados N-S.

Constituyen, por tanto, directrices tectónicas donde se produce una gran concentración de la actividad volcánica y a partir de las cuales se lleva a cabo la construcción del relieve. Su funcionalidad se produce durante largos intervalos de tiempo, por lo que su existencia viene marcada por la disposición en superficie de las bocas eruptivas y de los conos volcánicos de edades muy diversas y, en profundidad, por las vías de ascenso del magma que, una vez consolidado y puesto en resalte por la erosión diferencial, forman los diques.

La concentración de la actividad volcánica a lo largo de períodos de tiempo más o menos dilatados en estas bandas estructurales ha permitido la construcción de edificios volcánicos complejos, resultado de la imbricación de múltiples episodios eruptivos. De este modo, este sistema de fracturas es reconocible tanto en la disposición de las distintas islas en el espacio, como en la organización de los grandes edificios volcánicos poligénicos que las arman —macizos antiguos, dorsales, cadenas y alineaciones volcánicas, etc— y en los distintos elementos volcánicos simples que construyen dichos espacios —conos volcánicos, domos, diques,

cráteres explosivos, fisuras efusivas, hornitos, etc.—. En todos los casos, estas construcciones volcánicas, tanto mayores como menores, se caracterizan por presentar un marcado carácter rectilíneo, en las que las líneas de cumbres suelen coincidir con la presencia de dichos ejes estructurales.

En la isla de Lanzarote, este sistema de fracturación es reconocible a muy diferentes escalas de análisis y se manifiesta no sólo en las relaciones espaciales existentes entre la isla de Lanzarote y su vecina Fuerteventura —con la que se dispone siguiendo una directriz de rumbo NE—, sino también en la propia forma y disposición de la isla y en la articulación de los diferentes elementos, antiguos y recientes, que organizan su relieve. De este modo, tanto la planta, visiblemente alargada en sentido meridiano, como la articulación de las diferentes estructuras volcánicas que arman la isla —con dos macizos volcánicos antiguos y un sector donde predominan las alineaciones volcánicas recientes— así como la organización interna de los distintos elementos volcánicos —conos, cráteres, hornitos, diques, etc.— que han dado lugar a la generación de estas tres grandes unidades espaciales, muestran pautas estructurales precisas de orientación NE-SW, ENE-WSW y NW-SE, siendo predominantes las dos primeras directrices. Armienti *et al* (1989) han propuesto un modelo tectónico en el que las pautas de dirección NW-SE, así como las de dirección ENE-WSW, estarían ligadas a un régimen tectónico compresivo, mientras que las de rumbo NE-SW se relacionarían con la existencia de fases tectónicas distensivas. De igual modo, algunos autores sugieren un cambio en las directrices estructurales del volcanismo entre las fases terciarias y las cuaternarias (Marinoni y Pasquaré, 1994).

Este sistema de fracturación se marca no sólo en los rasgos estructurales que definen al relieve de la isla, sino también en muchos de los accidentes erosivos que tallan sus estructuras, siendo manifiesto en los altos acantilados que bordean hacia occidente las estructuras volcánicas más antiguas y en el trazado y en la disposición de muchos de los amplios y profundos valles que se han labrado sobre sus vertientes orientales.

La relación espacial existente entre los afloramientos de los basaltos más antiguos de la isla, situados en sus extremos nor-oriental y suroccidental, y los más recientes —localizados preferentemente en su sector central— pone de manifiesto el desplazamiento espacial y temporal de la actividad volcánica a lo largo de dichos ejes estructurales y desde sus extremos, donde se localizan las formas volcánicas más antiguas, hacia el centro, sede de las manifestaciones volcánicas más recientes.

A pesar de la articulación de las distintas unidades estructurales según un sistema de fisuración común, las diferencias en la construcción en el tiempo y en el espacio y en la evolución post-eruptiva de cada una de las grandes unidades morfoestructurales determinan la existencia de caracteres propios, que son las causas de las variaciones internas de sus formas del relieve.

III. La estructura y la evolución geológica

Las primeras ideas acerca de la geología de la isla de Lanzarote aparecen a mitad del S. XIX, cuando Hartung (1857) señaló la existencia de tres etapas de actividad volcánica. Esta misma secuencia, más o menos modificada, ha sido mantenida desde entonces por los diversos autores que han estudiado la isla: Her-

nández Pacheco (1910), Hausen (1959) y Tinkler (1966).

El esquema crono-estratigráfico más ampliamente conocido y utilizado es el definido a partir de las investigaciones llevadas a cabo por el Departamento de Petrología y Geoquímica y el Instituto Lucas Mallada del CSIC en la década de los 60, bajo la dirección del Profesor José María Fuster. Los diferentes episodios volcánicos ocurridos en Lanzarote fueron agrupados en unidades geológicas, diferenciadas por sus caracteres petrográficos y geoquímicos y separadas en el tiempo por discordancias erosivas o geológicas, por su relación con respecto a las playas levantadas cuaternarias o, incluso, por el grado de alteración de los conjuntos volcánicos. Cada una de estas unidades de caracteres semejantes fue designada con la denominación de Serie. Aunque utilizado ya por algunos autores para la isla de Lanzarote para referirse a la sucesión de basaltos Terciarios (“Tableland Series”, de Hausen), este término es definido de modo pleno por el equipo de Fuster en 1968, quienes lo usaron no sólo para las formaciones volcánicas Terciarias sino también para designar al resto de las unidades volcánicas existentes en la isla.

La delimitación de las distintas unidades geológicas en Series, aplicada en principio a la isla de Lanzarote (Fuster *et al*, 1968) se extendería después a la isla de Fuerteventura y, con algunas variaciones, al resto de las islas de Canarias (Ancochea *et al*, 1993). Las series definidas en el Archipiélago se denominan, en unos casos, mediante números romanos (Serie I, II, III y IV) que reflejan la posición estratigráfica que ocupan en la evolución geológica de una determinada isla; en otras ocasiones, se designan con topónimos locales (Serie Cañadas), petrológicos (Serie Traquítica),

o con adjetivos que indican su edad relativa (Serie Antigua, Serie Reciente).

Aunque con modificaciones, esta sucesión de los materiales volcánicos en Serie I, II, III y IV sigue siendo utilizada como base y referencia para describir las distintas unidades cronoestratigráficas insulares. Recientemente, se han aportado nuevos datos tanto de carácter radiométrico, mag-

netoestratigráfico, como petrológicos y geoquímicos (Ibarrola, Coello, Carracedo, Badiola, Armienti, Pasquaré) que han contribuido a precisar aún más la historia geológica de la isla.

III.1.- Los distintos ciclos volcánicos

Lanzarote se ha edificado con materiales casi exclusivamente basálticos, agrupa-

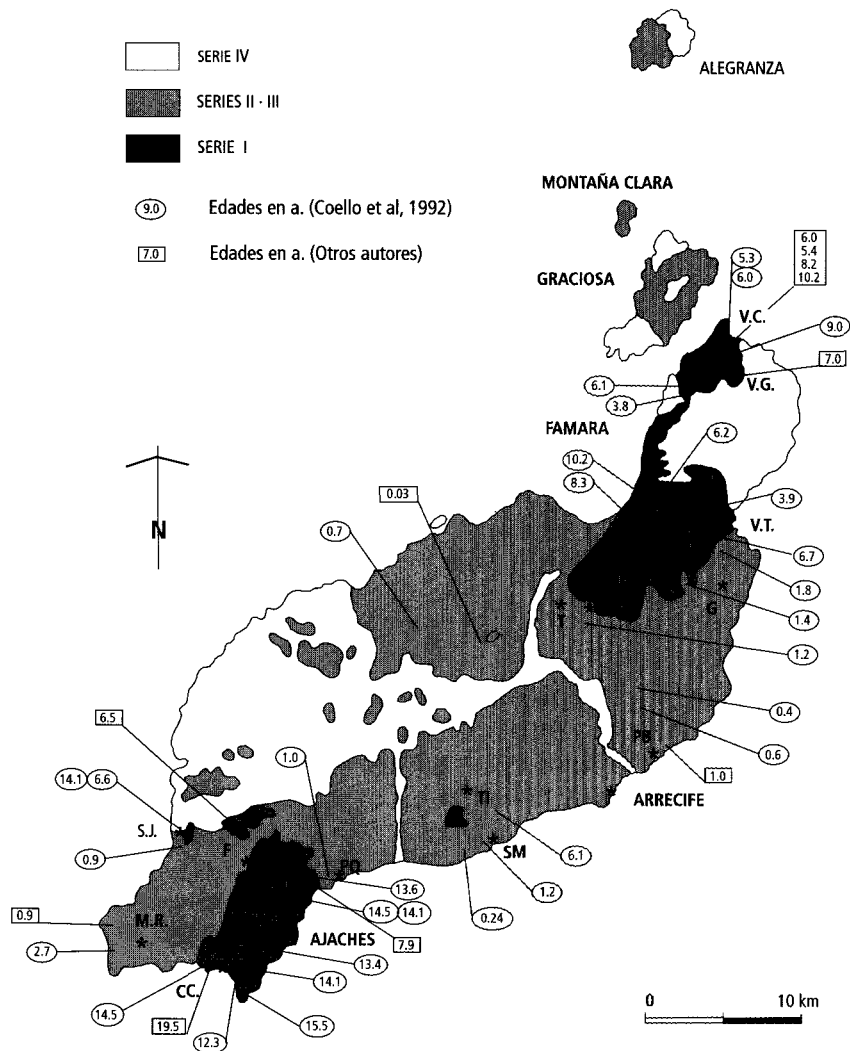


Figura II.1.- Mapa esquemático de la geología de Lanzarote.

CC= Castillo de Las Coloradas; F= Atalaya de Femés; G= Cuatiza; GU= Guanapay; MR= Montaña Roja; PB= Playa Bastián; PM= Presa de Mala; PQ= Playa Quemada; PR= Pico Redondo; SJ= Salinas del Janubio; SM= Salinas de Matagorda; T= Tegüise; TI= Tias; VC= Valle Chico; VG= Valle Grande y VT= Valle de Tabayesco. (Según Coello et al, 1992)

dos en tres etapas de construcción volcánica, una submarina y dos subaéreas.

Durante la primera fase, de edad Oligocena, se construye el basamento de la isla, constituido por una formación integrada por materiales volcánicos submarinos, rocas de tipo plutónico y sedimentario; en realidad, los materiales correspondientes a este estadio de la evolución geológica de la isla no son visibles en superficie, aunque se supone que constituyen los primeros productos volcánicos emitidos.

Subaéreamente, existen dos etapas de actividad volcánica que tuvieron lugar durante el Mio-Plioceno y el Plio-Cuaternario, a las que corresponden la Serie I y las Series II, III y IV de Fuster, respectivamente. Estas dos fases están separadas por un período de calma eruptiva tan marcado que ha llevado a algunos autores a denominar la fase Mio-Pliocena como pre-erosiva y al segundo ciclo, como post-erosivo (Marinoni *et al*, 1994).

La primera etapa comienza en torno a los 15 millones de años (en adelante ma) y, con pulsos de diferente importancia y duración, se extiende hasta los 3,8 ma (Coello *et al*, 1992); está caracterizada por la emisión de importantes volúmenes de materiales basálticos, que se apilan hasta construir grandes edificios volcánicos como Los Ajaches y Famara, o conjuntos de menor entidad, como el de Tías. El modelo de construcción de estas grandes estructuras volcánicas de la Serie I de Lanzarote es similar al de las islas de Tenerife y La Gomera, con prolongados períodos de actividad de varios millones de años, en los que existen pulsos separados por etapas de tranquilidad eruptiva (Coello *et al*, 1992).

Durante el segundo ciclo subaéreo, separado del anterior —como en las res-

tantes islas— por un período de calma eruptiva, nuevas erupciones remodelan de forma parcial los edificios terciarios y levantan más de un centenar de construcciones de escasa envergadura que dan lugar a las alineaciones volcánicas que configuran el centro insular; este ciclo comienza en torno a los 2 ma, se prolonga durante todo el Cuaternario y continúa hasta la actualidad a través de las erupciones históricas de 1730-1736 y 1824. (Ver Figura II.1).

La diferenciación de estos dos ciclos subaéreos no descansa sólo en la edad de los materiales y su distribución espacial, sino que lo hace también en criterios petrográficos, pues parece existir un distinto grado de alcalinidad de los materiales emitidos durante cada etapa (Armienti *et al*, 1989b), correspondiéndole a la fase inicial del segundo ciclo (Cuaternario antiguo) los valores de alcalinidad más elevados (Armienti *et al*, 1989a).

1.A.- El inicio de formación de la isla

El edificio volcánico emergido se apoya sobre un basamento cuya estructura y rasgos se conocen a partir de un sondeo geotérmico que atraviesa la isla hasta unos 2.702 metros de profundidad (Sánchez Guzmán y Abad, 1986). Este sondeo puso de manifiesto que la base de la columna estratigráfica de Lanzarote está constituida por materiales sedimentarios, sobre todo arcillas y margas arcillosas finamente estratificadas y con abundante microfauna marina del Paleoceno Medio-Superior (Montiense-Thanetiense, 65-55 ma). Los rasgos litológicos y estratigráficos de estos sedimentos cretácicos indican un ambiente sedimentario profundo, típico del talud continental. Su emplazamiento actual en torno a los 2.700 metros de profundidad, hace pensar en un levanta-

miento del basamento oceánico del orden de 4 ó 5 km.

Durante gran parte del Eoceno existe un hiato en la sedimentación que podría ser interpretado como el momento en el cual se lleva a cabo la individualización de los bloques litosféricos a partir de fallas inversas. Los primeros materiales volcánicos de la isla de Lanzarote se apoyan sobre este bloque elevado del fondo oceánico y comenzaron a formarse a finales del Eoceno o principios del Oligoceno (35-28 ma), coincidiendo con las primeras fases de la orogenia alpina del Atlas. Constituye, por tanto, la unidad geológica más antigua de la isla, correspondiendo a una formación geológica compleja que, por similitud con otros puntos del archipiélago donde aflora, se presume debe corresponder al Complejo Basal. Éste se configura a partir de un conjunto de rocas de origen sedimentario, volcánico y plutónico, atravesadas por una red de diques subvertical tan densa que llega, en ocasiones a constituir entre el 90 y el 100% respecto a la roca encajante. Según Sánchez Guzmán y Abad (1986), estos primeros materiales volcánicos de Lanzarote muestran caracteres y rasgos semejantes a los descritos por Fuster para el Complejo Basal de Fuerteventura, por lo que se presupone que constituyen las series volcánicas correspondientes a la fase de crecimiento submarino de Lanzarote.

1.B.- Los edificios volcánicos antiguos

La Serie I forma lo que puede ser considerado como el armazón de la isla, y representa, como ocurre en otros puntos del Archipiélago, el período durante el cual se llevó a cabo el máximo crecimiento subaéreo de la isla (Ancochea *et al*, 1993), presentando las tasas eruptivas máximas de la construcción del bloque insular que son del

orden de 0,01 y 0,02 km³/ka (Coello *et al*, 1992).

Los mayores y más extensos afloramientos de esta serie corresponden a dos edificios volcánicos distintos: el conjunto meridional o Macizo de Los Ajaches y el septentrional o Macizo de Famara. Fuera de estas áreas existen también —aunque con menor extensión superficial, envergadura y entidad espacial—, afloramientos de la Serie I que aparecen localizados entre los dos conjuntos anteriores y que configuran lo que geológicamente ha sido denominado como edificio de Tías (Carracedo y Badiola, 1993). Todos estos conjuntos terciarios se encuentran recubiertos en áreas superficiales más o menos extensas, tanto en su periferia como en su interior, por materiales volcánicos más modernos, correspondientes a las Series II, III y IV.

Para la mayoría de los autores que han estudiado Lanzarote (Hartung, Hernández Pacheco, Tinkler, Fuster, Coello, Badiola, Carracedo, Marinoni), la Serie I está definida de modo claro y separada temporalmente del resto de las Series, constituyendo los primeros materiales volcánicos que afloran en la isla. Todos los autores coinciden en afirmar que los edificios de la Serie I se construyeron a partir de una compleja secuencia tabular de lavas y piroclastos de caracteres basálticos, que buzan de modo generalizado y suave hacia el SE y ESE, con afloramientos muy puntuales de diferenciados traquibasálticos y traquíticos.

Ahora bien, si para todos ellos la estructura y la disposición de los materiales es similar, no lo son tanto las edades en las que se supone se emitieron todos estos productos; las cronologías propuestas varían mucho de unos autores a otros, en función de la metodología de análisis utilizada. Por

lo común, la aplicación de técnicas magnetoestratigráficas (Carracedo y Badiola, 1993) ha permitido definir con mayor precisión la duración de los intervalos de actividad eruptiva que generaron los macizos volcánicos antiguos, aunque reducen considerablemente los períodos de actividad de algunos de ellos obtenidos a través de técnicas de datación radiométrica (Ibarrola *et al*, 1988; Coello *et al*, 1992), tal y como veremos al analizar cada uno de los conjuntos generados durante este primer ciclo subáreo.

Pese a estos caracteres comunes, los edificios más antiguos de la isla se diferencian, no sólo por su emplazamiento geográfico, sino que están también en relación con su edad, con la potencia de los paquetes lávicos y piroclásticos, así como con la frecuencia de discordancias, paleosuelos y materiales sedimentarios interestratificados o con la importancia que en ellos

adquieren las erupciones ocurridas durante el Plio-Pleistoceno.

B.1.- El Macizo de Los Ajaches

El Macizo de Los Ajaches se extiende desde Bahía de Ávila y Montaña de La Cinta hasta la Punta del Papagayo, en el SE insular. Constituye el conjunto más antiguo de toda la isla, construido en el Mioceno Medio y sometido después a un intenso desmantelamiento.

La secuencia temporal de los períodos activos durante los cuales se construyó el macizo aún no está claramente establecida, variando de modo considerable de unos autores a otros. Ibarrola *et al* (1988) señalan que la sucesión subhorizontal de coladas basálticas de Los Ajaches se produce en un período de unos 2 ma —entre los 15,5 y los 13,4 ma—, indicando que la mayor parte del macizo se formó en torno a los 14

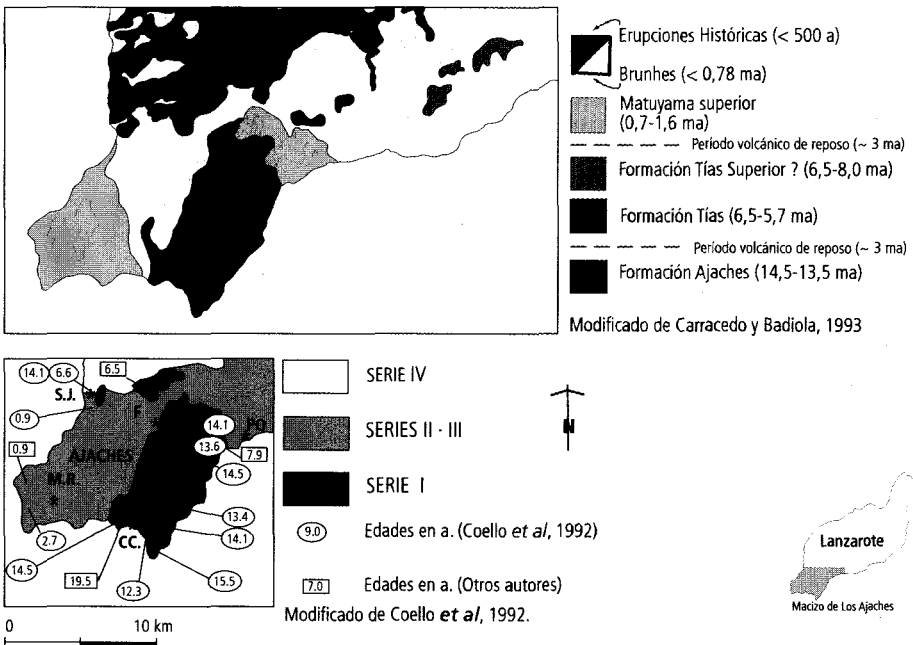


Figura II.2.- Dataciones (Coello *et al*, 1992) y esquema geológico del sector de Los Ajaches (Carracedo y Badiola, 1993)

ma, por ser éstos los valores más repetidos. La utilización de datos radiométricos más recientes obliga a ampliar un poco el período de construcción del Macizo; para Coello *et al* (1992), Los Ajaches se habría formado a lo largo de un período de 3,2 ma —entre los 15,5 y 12,3 ma—, estando dividido por una etapa erosiva de medio millón de años en dos secuencias diferentes: una inferior establecida entre los 15 y los 14,1 ma, y otra superior entre 13,6 y 12,4 ma. El modelo constructivo de Los Ajaches, coincidiría así con el establecido para otros macizos del Archipiélago.

Ahora bien, según otros autores (Carracedo *et al*, 1993; Rodríguez Badiola *et al*, 1994), la ausencia de discordancias importantes y la existencia de una única polaridad invertida para el conjunto de Los Ajaches parecen indicar que el macizo se construyó sin interrupciones notables de la actividad volcánica, en un único episodio de duración relativamente corta, establecida en torno a 1 ma —entre los 14,5 y los 13,5 ma—.

No obstante, la existencia de períodos de interrupción de la actividad volcánica no es descartada por todos los autores que han trabajado en la isla. La presencia de discordancias en Los Ajaches ha sido puesta de manifiesto en diversas ocasiones por Driscoll (1965), Fuster (1968), Pasquaré (1989), Ibarrola *et al* (1988) y Marinoni *et al* (1994). Coello *et al* (1992), por ejemplo, señalan interrupciones de la actividad eruptiva, con el desarrollo de paleosuelos —como el existente en Pico Redondo entre los 260 y los 500 m— que suponen hiatos en la construcción del macizo. Además, el hecho de que las edades más jóvenes de la seriación principal de Los Ajaches se sitúen en una posición periférica respecto al escarpe principal, lleva a pensar que hacia

el final del ciclo podría haber existido una etapa de actividad erosiva, de modo que las emisiones tardías se emplazaron ocupando niveles topográficos más bajos.

En cualquier caso, sí parece quedar claro que, una vez llevada a cabo su construcción durante el Mioceno Medio, el macizo permaneció durante un intervalo de tiempo de más de 10 ma sometido a procesos erosivos que redujeron de forma considerable tanto su desarrollo en altura como su extensión superficial.

Uno de los rasgos geológicos más sobresalientes del Macizo de Los Ajaches es la gran variedad de tipos petrográficos, con la presencia de materiales basálticos alcalinos, semejantes a los existentes en el resto de la isla, y de términos diferenciados como los traquibasaltos y las traquitas, presentes en afloramientos limitados en el ámbito de este macizo. Esta diversidad composicional parece guardar relación con la profundidad de generación de los magmas, de modo que mientras que el volcanismo basáltico alcalino podría proceder de cámaras magmáticas localizadas a unos 100 km de profundidad, el volcanismo traquibasáltico y traquítico tendría lugar a profundidades inferiores y correspondería a magmas más evolucionados (Rodríguez Badiola *et al*, 1994).

Los términos más básicos de la secuencia —basanitas y basaltos— se localizan sobre todo en la zona basal del edificio —Valle de Juan Perdomo, base de Pico Redondo y Los Dises—; los términos intermedios —basálticos y traquibasálticos— afloran en la secuencia de Pico Redondo, mientras que los términos más diferenciados de traquitas máficas y traquitas se restringen a los pitones y tobas de Punta de Papagayo y diques de Salinas de el Janubio, respectivamente (Carracedo *et al*, 1993).

Los afloramientos de rocas diferenciadas en la zona inferior de la sucesión estratigráfica de Los Ajaches, han llevado a pensar a algunos autores (Fuster *et al*, 1968; Armienti *et al*, 1989) que éstos representan la fase final de un ciclo magmático Pre-Miocénico durante el cual se llevó a cabo la construcción del basamento de las islas de Lanzarote y Fuerteventura. No obstante, Ibarrola *et al* (1998) señalan que la edad de las traquitas es coincidente con las edades de la seriación principal del macizo (14,1 ma), con la que parecen constituir, por tanto, una formación única.

El largo intervalo de tiempo transcurrido entre los masivos apilamientos lávicos miocénicos de la Serie I y las últimas erupciones pleistocenas desarrolladas en el macizo determina que la fisonomía actual de este conjunto sea resultado de una actuación prolongada de los procesos erosivos. Durante este período de más de 10 ma, el macizo fue tallado por la acción torrencial, que generó una red de drenaje importante, y sometido a los procesos marinos, que ocasionaron un espectacular retroceso costero y la aparición, fundamentalmente en sus vertientes septentrional, occidental y suroccidental, de cantiles de más de 400 metros de altura. El edificio original perdió, de este modo, volumen y extensión, quedando reducido a menos de la su mitad.

B2.- El Macizo de Famara

Los restos del edificio volcánico de Famara correspondientes a la Serie I afloran en buena parte de su superficie actual; extendiéndose desde los sectores más septentrionales de la Punta de Los Fariones hasta El Morro del Hueso, situado al W de Teguisse. Dentro de este amplio sector, la Serie I aflora sobre todo en la parte occi-

dental a lo largo de todo el cejo superior del escarpe que constituyen los Riscos de Famara, localizándose en el área septentrional comprendida entre Punta Fariones y el conjunto eruptivo de la Quemada de Órzola —tramo de Batería—, y en el sector desarrollado entre el conjunto volcánico de La Quemada-Los Helechos y Morro del Hueso, donde ocupa su mayor extensión superficial; en este último, se encuentra limitado hacia el este por la línea de escarpes que bordean las llanuras de Mala-Guaita. Tanto el sector central del macizo, comprendido entre Vega Chica y el Valle de Los Castillos, como los bordes suroriental, sur y occidental están en buena parte recubiertos por materiales volcánicos posteriores (Series II, III y IV).

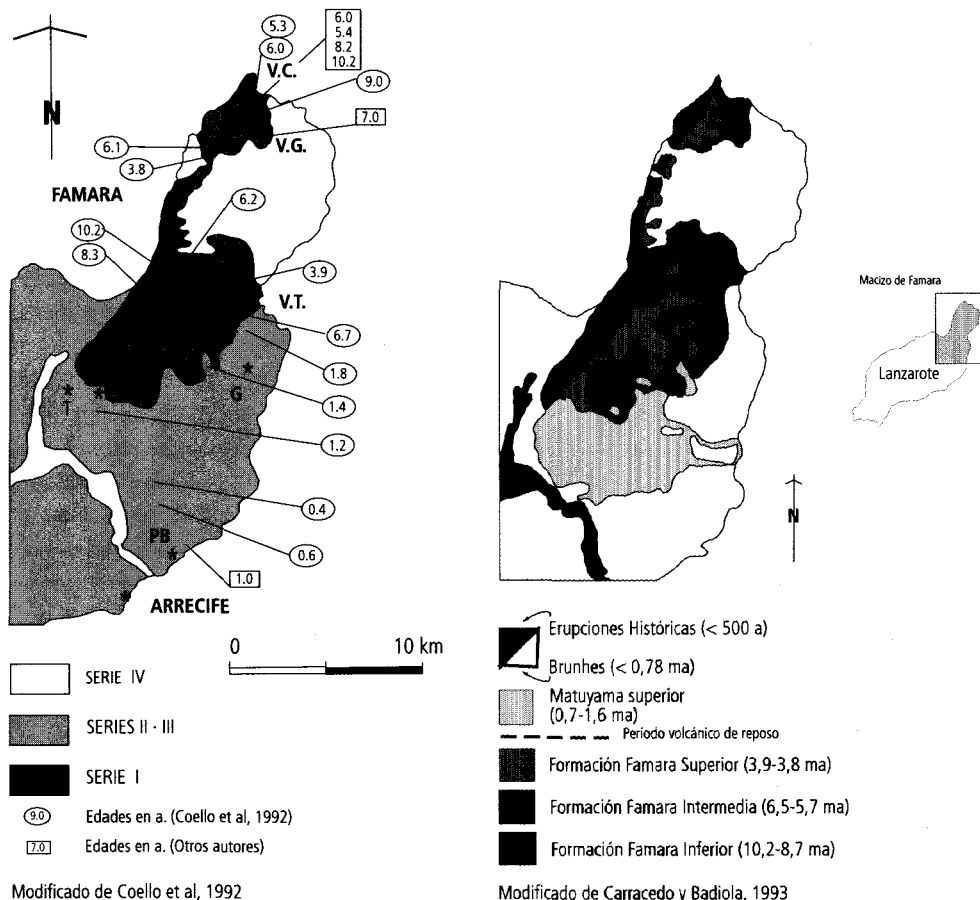
Geológicamente, la historia eruptiva del edificio de Famara parece estar mejor definida que la de Los Ajaches, habiéndose edificado durante un intervalo de tiempo más prolongado que este último —unos 6,3 ma, (Coello *et al*)—, aunque con interrupciones de la actividad más marcadas y mejor definidas.

En la Serie I de este macizo se han diferenciado tres etapas de máxima actividad (Coello *et al*, 1992), separadas entre sí por períodos erosivos puestos en evidencia a través de la existencia de paleosuelos intercalados entre los distintos materiales volcánicos. El primero de estos períodos se desarrollaría entre los 10,2 y los 8,3 ma, constituyendo la base de la formación de Famara. El resto de las edades se agrupan en dos períodos, uno de alrededor de 6 ma y otro desarrollado entre los 3,9 y los 3,8 ma. Los intervalos existentes entre estos episodios activos son, para estos autores, siempre menores a 1,5 ma.

La aplicación de técnicas magnetoestratigráficas ha permitido definir con

mayor precisión la duración de los intervalos de actividad eruptiva que generaron el macizo. Para Carracedo y Badiola (1993), el edificio de Famara se construyó en tres etapas discontinuas temporalmente y de volúmenes decrecientes con el tiempo. A cada una de estas etapas le corresponde una unidad magnetoestratigráfica de distinta polaridad, correlacionables con los intervalos de edad propuestos por Coello *et al* (1992) para el Macizo de Famara. La **unidad inferior**, formada por coladas basálticas que alcanzan en ocasiones una potencia y extensión considerables, presenta polari-

dad normal y parece corresponder a la Época 9 de polaridad N —con edades establecidas entre 10,2 y 8,7 ma—; la **unidad intermedia**, donde son frecuentes los conos y los mantos piroclásticos, puede ser encajada en la Época 6 de polaridad inversa —6,5 a 5,7 ma— mientras la **unidad superior**, formada por pocas, aunque potentes coladas basálticas, puede relacionarse con el Evento Cochiti de polaridad N —de 3,9 a 3,8 ma—. En todo caso, la aplicación de esta técnica lleva a estos autores a reducir la duración de los distintos intervalos de máxima actividad eruptiva, quedando ésta



Modificado de Coello et al, 1992

Modificado de Carracedo y Badiola, 1993

Figura II.3.- Dataciones (Coello et al, 1992) y esquema geológico del Macizo de Famara (Carracedo y Badiola, 1993)

claramente circunscrita a tres etapas muy separadas en el tiempo, con fases de calma eruptiva superiores a los 1,5 ma.

Las importantes interrupciones de la actividad volcánica de Famara no tienen, sin embargo, reflejo en la composición de los magmas, que generan siempre lavas basaníticas (Armienti *et al*, 1989), manteniendo a lo largo de su historia caracteres genéticos y composicionales semejantes (Carracedo y Badiola, 1993).

Una diferencia fundamental entre el Macizo de Los Ajaches y el de Famara es, por tanto, la existencia de etapas de calma muy marcadas que permitieron que al tiempo que el Macizo de Famara se construía, se desarrollasen procesos erosivos acentuados, con la elaboración de una antigua red de drenaje que condicionó, de algún modo, el propio crecimiento de esta estructura. De este modo, Carracedo y Badiola relacionan la mayor potencia alcanzada por las emisiones de la última fase del macizo, con su derrame por el interior de barrancos excavados al finalizar la emisión de la unidad intermedia.

Una vez que cesa la actividad Mio-Pliocena, la erosión se deja sentir con intensidad y continuidad sobre el macizo de modo que un relieve más o menos abrupto, con fuertes incisiones torrenciales y grandes acantilados costeros, define sus rasgos actuales. La reconstrucción de los límites originales del macizo, basada en los restos que aún se conservan, pone de manifiesto que el edificio actual es aproximadamente la mitad del original.

Aunque el macizo es en lo fundamental terciario, en su sector central y en sus límites meridionales aparecen varios conos volcánicos pleistocenos y holocenos (Atalaya de Haría, conjunto La Corona-Los Helechos, Montaña Temeje, Las Calderas y

Las Calderetas, Montaña Guenia y Guanapay), que interfieren de forma local con la erosión y rejuvenecen las formas del relieve del macizo.

B.3.- El Macizo de Tías

Definido por primera vez como edificio aislado e independiente por Carracedo y Badiola (1993), el Macizo de Tías está formado, en realidad, por pequeños afloramientos discontinuos espacialmente, que sobresalen bajo la cobertera de lavas pertenecientes a las Series II, III y IV. Estos materiales representan los restos de un antiguo edificio construido en torno a los 6 ma, cuya formación fue más o menos simultánea con la etapa intermedia de Famara, por lo que algunos autores los incluyen como pertenecientes a dicho edificio (Coello, 1992).

El conjunto original de Tías no llegó en ningún momento a presentar la envergadura de los macizos de Los Ajaches y Famara, pues los puntos donde aflora se localizan siempre a cotas inferiores a los 300 m. No obstante, su extensión superficial debió de ser notable pues se supone que son los materiales emitidos por este edificio los que se disponen discordantemente sobre la Serie de Los Ajaches, en el sector de la Laguna de Janubio y sector nororiental de Uga (Carracedo y Rodríguez, 1993) y los que existen a lo largo de la vertiente centro-oriental de la isla, en las cercanías del pueblo de Tías, y configuran Los Morros de Güime, Las Majadas, el Morro de Molina y el Pico de la Tejada. Estos afloramientos están constituidos tanto por basaltos masivos —Pico de la Tejada y sector entre Montaña Blanca y Montaña Tersa—, como por apilamientos de coladas de lava —El Guardia de Majó y Las Majadas de Güime—.

Los rasgos originales del conjunto de Tías son difíciles de establecer, ya que sus materiales están recubiertos de modo intenso por los productos de las erupciones cuaternarias del centro de la isla. No obstante, es probable que el edificio alcanzase sus máximas cotas en el sector comprendido entre la Montaña de Guardilama y Montaña Blanca, puesto que es en este sector donde los afloramientos alcanzan su mayor cota altitudinal y donde, además, el conjunto de aparatos volcánicos que configuran este tramo parece superponerse a

una topografía previa más elevada que la del resto de los edificios que constituyen las alineaciones centrales de la isla, de modo que es en ellos donde se alcanzan las mayores cotas altitudinales de este sector (603 y 595 m, respectivamente).

I.C.- Los conjuntos volcánicos recientes

Entre la finalización de la Serie Antigua y la reanudación de la actividad volcánica posterior se produjo un período de calma eruptiva de al menos 2,5 ma, durante el cual las viejas estructuras volcá-

Serie	Subserie	Rasgos generales	Conjuntos volcánicos
SERIE IV	Volcanes Históricos	<ul style="list-style-type: none"> • Edificios muy bien conservados • Conjuntos generados por las erupciones de 1730-1736 y 1824 	<ul style="list-style-type: none"> • Conjunto de Timanfaya: Macizo del Fuego, Montañas Quemadas, Pico Partido, Corazoncillo, etc... • Conjuntos de Tao, Nuevo del Fuego y Tinguatón
	Recientes	<ul style="list-style-type: none"> • Edificios bien conservados • Coladas con estructuras lávicas bien conservadas: hornitos, túmulos, grietas de efusión, etc. 	<ul style="list-style-type: none"> • Quemada de Órzola, Montaña Corona, Los Helechos-La Quemada, Mtna. Bermeja (Casas de Melián), Mtna. Encantada
Playa levantada 1-2 y 5 metros (Flandriense)			
SERIE III		<ul style="list-style-type: none"> • Edificios mejor conservados • Menor desarrollo de costras calcáreas 	<ul style="list-style-type: none"> • Caldera Blanca, Tinajo, Pico del Cuchillo, Grupo de volcanes al N de Soo, Mtna. Tinache, Tizalaya, Mtna. Tamia, Atalaya de Femés, Guardilama, Mtna. Blanca, Monte Mina, Zonzamas, Tahiche, Monte Corona, Mtna. Saga, Tinamala, Guenia, Las Calderetas, Pedro Perico, Mtna. Quemada, Caldera Islote de La Vega
Playa levantada de 10 metros (Neotirreniense)			
SERIE II	Serie II B	<ul style="list-style-type: none"> • Edificios muy erosionados, pero con cráteres conservados 	<ul style="list-style-type: none"> • Caldera Gritana, Caldera Riscada, Mtna. Majada, Mtna. Mojón, Mtna. Norte, Tinasoria, La Montañeta, Mtna. Bermeja (Playa Quemada), Mtna. de Guanapay, Mtna. Chica
	Serie II A	<ul style="list-style-type: none"> • Edificios muy erosionados, mal conservados, con cráteres destruidos por erosión • Edificios con potentes costras calcáreas • Edificios con red de drenaje definida 	<ul style="list-style-type: none"> • Famara: Atalaya de Haría, Mtna. Temeje, Montañeta de Chimia, San Rafael • Ajaches: Montaña Roja
Playa levantada de 50 metros (Siciliense Mediterráneo)			

Cuadro II.1.-Cronoestratigrafía de las Series volcánicas pleistocenas propuesta por Fuster et al (1968). Se han añadido los conjuntos volcánicos pertenecientes a cada una de las secuencias cronológicas

nicas terciarias fueron sometidas a una erosión continuada que modeló sus formas originales.

Tras estas etapas, se desarrolla un ciclo de erupciones que se disponen de modo disperso sobre el territorio afectando tanto a los macizos antiguos como al sector central de la isla actual, aunque disponiéndose en clara discordancia con los materiales de la Serie I y siguiendo pautas de organización espacial muy bien definidas, con orientaciones NE-SW y ENE-WSW. Este nuevo ciclo post-Mioceno se produce a lo largo de todo el Pleistoceno y culmina con los conjuntos volcánicos históricos de 1730-1736 y 1824, presentando un período de máxima actividad durante el Pleistoceno Inferior (Coello *et al*, 1992).

Este segundo ciclo volcánico se caracteriza por presentar tasas eruptivas muy inferiores a la de los edificios terciarios, con valores de 0.013-0.027 km³/ka, mostrando una actividad volcánica más o menos continua desde finales del Plioceno hasta la actualidad. El comienzo de la actividad a inicios del Cuaternario está marcado por la emisión de rocas de carácter alcalino, para evolucionar posteriormente hacia magmas basálticos, con un descenso de la alcalinidad y terminar emitiéndose basaltos oliví-

nicos de carácter toleítico (Armienti *et al*, 1989; Carracedo y Badiola, 1993).

Fuster *et al* (1968) agrupan los distintos episodios volcánicos de este ciclo en tres series volcánicas diferentes, utilizando para ello tanto criterios estratigráficos de relación entre los materiales volcánicos y los niveles marinos cuaternarios, como grado de conservación y de encostramiento calcáreo de los conjuntos eruptivos y de las coladas asociadas a los mismos (Cuadro II.1).

Para Coello *et al* (1992) existen dos grupos de edades diferenciados, uno en torno a 1 ma y otro establecido entre 0,73 y 0,03 ma, encuadrados de modo general en las Series II-B y III de Fuster *et al* (1968), respectivamente (Cuadro II.2). Según estos autores la datación más antigua de 2,7 ma, correspondería a Montaña Roja; no obstante, esta edad ha sido discutida tanto por el estado de conservación del cono volcánico, como por la existencia de otra datación realizada por Meco y Stearns (1981) que asigna a este edificio un período de formación mucho más reciente en torno a los 0,8 ma.

Por su parte, Carracedo y Badiola (1993) agrupan los conjuntos eruptivos del ciclo post-Mioceno en tres etapas, una perteneciente a la época inversa de Matuyama —1,67- 0,97 ma—, otra que corresponde-

Localidad	Tipo de roca	Edad (ma)
Montaña Roja	Basalto	2.7 + 0.6
Presa de Mala	Basalto olivínico	1.8 + 0.3
Montaña Temeje-Guatiza	Basalto olivínico	1.41 + 0.08
Salinas de Matagorda-Punta Lima	Basalto olivínico	1.2 + 0.1
Guanapay, Meseta de La Torre	Basalto	1.20 + 0.24
Norte de Playa Quemada	Basalto olivínico	0.99 + 0.20
Salinas del Janubio	Ankaramita	0.92 + 0.3
Tinajo-Morro de San Roque	Ankaramita	0.73 + 0.1
Tahíche	Traquibasalto	0.63 + 0.07
NE de Taniche	Traquibasalto	0.35 + 0.06
Playa de Los Pocillos	Basalto	0.24 + 0.14

Cuadro II.2.- Edades K-Ar de las rocas volcánicas de las series post-Miocenas de Lanzarote (Coello *et al*, 1992)

ría a todos los eventos encuadrados en el período normal de Brunhes —posteriores a 0,78 ma— y un tercer grupo en el que quedarían englobados todos los conjuntos volcánicos generados en la etapa histórica.

En 1994, Marinoni y Pasquaré distinguen en este período una compleja secuencia de unidades estratigráficas en función de parámetros como el tipo de actividad volcánica, las discordancias, el grado de conservación de los edificios, la morfología de los cráteres, la conservación de los productos piroclásticos, el desarrollo de la

red de drenaje, la presencia de suelos, costas calcáreas y vegetación. Esta secuencia incluye nueve niveles estratigráficos que se agrupan, a su vez, en dos etapas de actividad volcánica, una inicial a la que denominan “fase en escudo” (niveles 1 y 2) y otra posterior a la que designan como “fase de conos piroclásticos” (del nivel 3 al 9).

En cualquier caso, sea cual sea la seriación de las distintas unidades que configuran el centro insular, todos los autores parecen estar de acuerdo en afirmar que durante las etapas iniciales de este segundo



Figura II.4.- Secuencias cronoestratigráficas definidas por Marinoni y Pasquaré (1994) para el volcanismo post-miocénico de Lanzarote

ciclo subaéreo, la actividad volcánica parece circunscribirse al interior o a la periferia de los dos grandes macizos volcánicos, desarrollándose en Los Ajaches, los aparatos volcánicos de Caldera Riscada, Caldera Gri-tana, Montaña Bermeja y Montaña Roja; en Famara, los conjuntos de La Atalaya de Haría y parte de los que bordean el macizo por el sur y sureste ubicados en las cerca-nías de Tegui-se. La actividad volcánica pos-terior da lugar a la formación de edificios

volcánicos monogénicos de pequeña enver-gadura que se organizan constituyendo ali-neaciones volcánicas, de disposición más o menos paralela entre sí y orientaciones pre-ferentes NE y ENE (Coello *et al*, 1992).

I.D.- La evolución geológica de Lanzarote

Aunque en el establecimiento de los períodos de actividad los datos concretos dados por los diferentes autores no coinci-

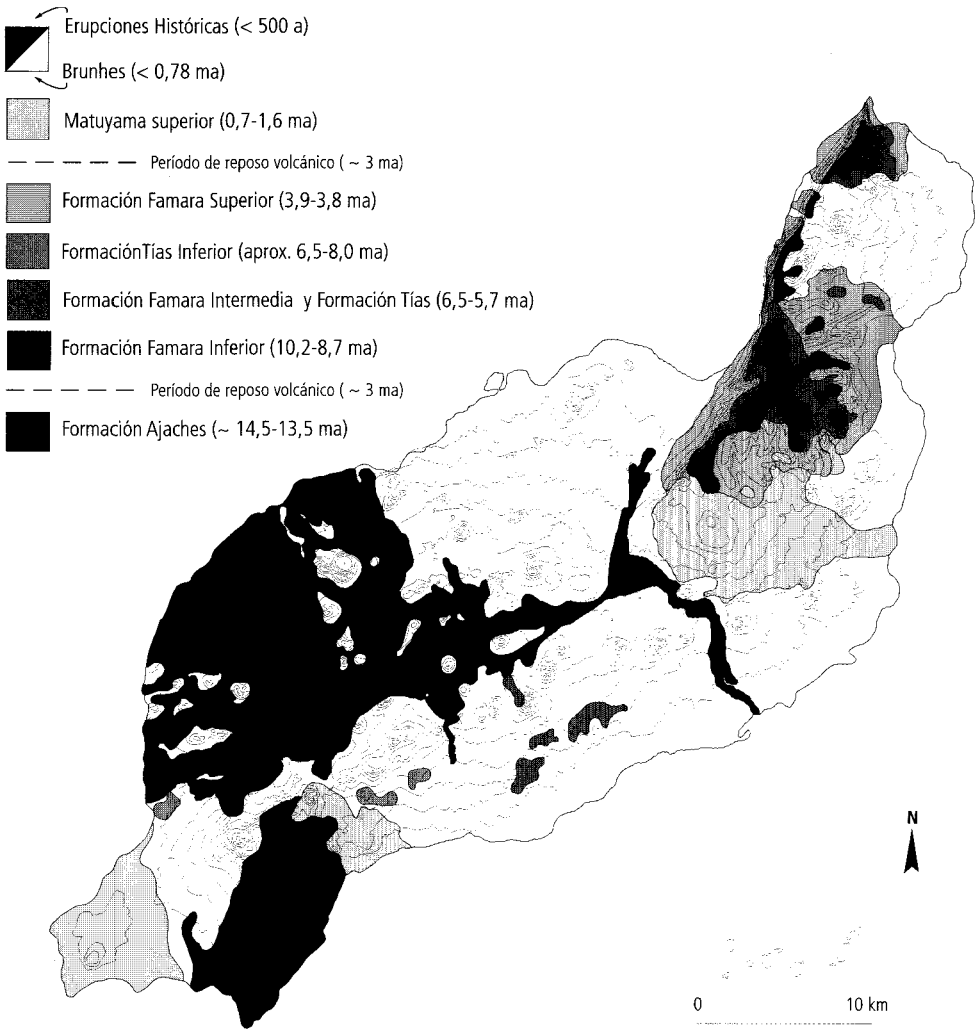


Figura II.5.- Unidades geológicas de la isla de Lanzarote (Modificado de Carracedo y Badiola, 1993)

den, sí parece que la secuencia de la evolución geológica de la isla sigue siempre y a grandes rasgos la misma sucesión.

Cronológicamente y en función de los datos expuestos con anterioridad, se pueden definir al menos siete etapas constructivas diferentes. La serie evolutiva comprende dos ciclos constructivos principales, uno de edad miocena y otro plio-pleistocena, pero dentro de estos ciclos existen fases distintas no sólo por su edad sino también como resultado de su distribución espacial. Así, durante el ciclo Mioceno se reconocen cuatro fases, que por orden cronológico serían: Ajaches, Famara Inferior, Famara Intermedia-Tías, Famara Superior; la fase plio-pleistocena está definida por la sucesión de tres etapas: Serie Plio-cuaternaria, Series volcánicas pleistocenas y Erupciones históricas.

Ahora bien, si los períodos de construcción de estos edificios volcánicos están relativamente bien conocidos desde una óptica geocronológica, los datos acerca de los rasgos estratigráficos de cada una de esas secuencias no son siempre claros. Así, por ejemplo, mientras que Fuster *et al* (1968) afirman que la base de la Serie I está caracterizada por la existencia de importantes paquetes piroclásticos estratificados entre niveles lávicos de escasa potencia, Carracedo y Badiola (1993) señalan que en el tramo inferior de Famara está constituido sobre todo por coladas, algunas de las cuales muestran considerable potencia. Evidentemente, ello está poniendo de manifiesto la existencia de rasgos estructurales de carácter local que determinan una gran complejidad volcano-estratigráfica de conjunto y que (como señalan Coello *et al* 1992) es necesario aún definir con mayor precisión los rasgos estratigráficos de las distintas

secuencias cronológicas que arman los edificios volcánicos antiguos.

IV. La evolución paleoclimática

Las formas del relieve del Archipiélago Canario son resultado de las constantes interferencias producidas entre fases de carácter volcánico y etapas en las que predominan los procesos erosivos. Durante las primeras se efectúa la construcción de los distintos tipos de edificios volcánicos que configuran las islas, en las segundas se lleva a cabo el modelado, el desmantelamiento y la destrucción de dichos conjuntos eruptivos, en relación directa con los condicionantes climáticos.

La posición latitudinal, la proximidad al continente africano y la escasa altitud de la isla son los principales factores que explican los rasgos que muestra el clima actual de Lanzarote. Las temperaturas no son excesivamente altas y se mantienen con pocas variaciones a lo largo del año. Las temperaturas medias anuales son siempre superiores a los 20° C, situándose la media de las máximas en torno a los 24°C durante los meses de agosto y septiembre y estando la media de las mínimas centradas en los meses de enero y febrero, con valores en torno a los 16° C. No obstante, coincidiendo con invasiones de aire sahariano se producen fuertes ascensos térmicos, llegando a alcanzar valores superiores a los 40° C. A pesar de esa homogeneidad térmica anual, el régimen de las temperaturas muestra una fuerte oscilación diaria, con diferencias de hasta 15-17° C en un mismo día (marzo, 1988).

La insolación es muy elevada, estableciéndose en torno al 65%, con 130 días despejados al año. Esta insolación determina, además, que los valores de humedad relativa, establecidos en torno al 70% y resul-

tado de la penetración del aire húmedo y fresco procedente del Atlántico, muestren reducciones importantes a lo largo del día (marzo, 1988).

Las precipitaciones medias anuales son escasas, no alcanzando los 300 mm para el conjunto de la isla. No obstante, estas medias esconden variaciones espaciales significativas; la distribución espacial de las lluvias presenta una estrecha relación con el relieve, pues mientras que en las áreas situadas en la costa los valores medios anuales no superan los 150 mm, en los sectores de mayor altitud —Famara, Los Ajaches y sector de Mña. Guardilama— los promedios anuales aumentan hasta los 200-270 mm (marzo, 1988). Las lluvias, además son irregulares y se concentran en un reducido número de días al año. Las precipitaciones más cuantiosas y de cierta intensidad horaria se asocian sobre todo a borrascas del SW y, en menor medida, a gotas frías o a la llegada de masas de aire del norte (Dávila Tovar y Romero Martín, 1993).

A todo ello debe unirse una gran variabilidad interanual de las precipitaciones, con años secos y muy secos frente a otros en los que los totales pluviométricos pueden ser relativamente elevados.

Es claro que las formas de modelado que se están generando en la actualidad están en estrecha dependencia de estos rasgos climáticos, de marcada aridez y cabría esperar que las formas de modelado existentes en la isla correspondieran a ambientes morfogenéticos semiáridos. Ahora bien, el estudio de las formaciones sedimentarias pone de manifiesto que su formación se ha producido también bajo ambientes climáticos muy diferentes a los actuales, de tal modo que es posible afirmar que una parte importante de las formas de modelado existentes

en la actualidad son heredadas de períodos con diferentes condiciones climáticas.

Como consecuencia de ello, el establecimiento de los rasgos y de la evolución del relieve de la isla debe atender tanto a los caracteres que resultan de la particular evolución espacial y temporal de la actividad volcánica como a aquéllos que son consecuencia de su peculiar historia paleoclimática. Evidentemente, las formas de relieve se modifican de forma notable con la edad. No obstante, esta tendencia general no es siempre tan lineal, puesto que existen numerosos factores —naturaleza, tipo, edad y disposición de los materiales, de un lado, y grado de exposición, orientación y altitud, de otro,— que pueden provocar tanto una acentuación de los procesos de desmantelamiento como una ralentización de los mismos.

La evolución morfoclimática de Canarias está determinada, según Martínez de Pisón y Quirantes (1990), por la conjunción del desplazamiento de las bandas climáticas hacia el sur y de las oscilaciones del nivel marino originadas a lo largo de la historia climática del Archipiélago, en relación con la existencia de prolongados períodos fríos en el norte de Europa y la existencia durante los mismos de importantes masas glaciares. De este modo, durante el Pleistoceno antiguo, el Anticiclón de las Azores estaría ubicado al sur de Canarias, lo que permitiría el paso habitual de las borrascas del NW, generando una fase de relativa fitoestabilidad con un buen desarrollo de la vegetación, y, por tanto, con una escasa labor morfogenética. Durante el Pleistoceno Medio y Superior, y coincidiendo con fases de regresión marina, el Anticiclón de las Azores conocería un desplazamiento hacia el norte hasta disponerse sobre el archipiélago, bloqueando el paso de las per-

turbaciones que sólo afectarían a Canarias de modo ocasional, determinando la pérdida de la fitoestabilidad y una intensa eficacia morfogénica.

Esta evolución paleoclimática es común para todas las islas, pero con diferentes modalidades que resultan de las diversidades orográficas de las distintas morfoestructuras y de las consecuencias que éstas generan desde un punto de vista climático y morfodinámico (Martínez de Pisón y Quirantes, 1990). Los datos obtenidos del análisis de las formas de erosión y sedimentación ponen de manifiesto que, si bien existe una correlación en la evolución paleoclimática de las distintas islas, factores tales como la red de fracturas, el tipo de material, la antigüedad y el volumen del volcanismo e incluso las pendientes y la altitud de los edificios volcánicos originales, determinan que los caracteres del desmantelamiento de los edificios volcánicos de cada isla posean rasgos particulares. En líneas generales, es posible contraponer las formas de erosión características de las islas orientales de escasa altitud —Lanzarote y Fuerteventura— con las del resto.

Las huellas de crisis morfoclimáticas en Lanzarote son abundantes y variadas. A pesar de que la evolución paleoclimática de esta isla constituye un factor fundamental para entender correctamente las formas de relieve existentes en ella, sobre todo aquellas cuya morfología está relacionada con

los procesos erosivos como son los macizos antiguos de Los Ajaches y Famara, no existen sin embargo estudios específicos en los que se trate esta cuestión de forma unitaria para toda la isla. Es verdad que hay análisis parciales referidos a formaciones sedimentarias, fundamentalmente costeras que constituyen uno de los elementos básicos en este tipo de análisis —Driscoll, 1965; Meco *et al*, 1981, 1987 y 1997; Margaritz y Hahn, 1992—; sin embargo, la información existente sobre las formaciones detríticas del interior de la isla es casi nula. Sólo hacen referencia a ellas Fuster *et al* (1968), Hillaire-Marcel *et al* (1995) y Romero (1987). Evidentemente el análisis de este tipo de formaciones sedimentarias requiere estudios detallados que permitan establecer correlaciones espaciales entre los diferentes sectores de la isla y cuya consecución va más allá del objetivo del presente libro. No obstante, en un intento de aproximación hemos llevado a cabo un registro sistemático de estos depósitos, intentando correlacionarlos entre sí y con formaciones similares, mucho mejor conocidas, existentes en Fuerteventura, isla con la que Lanzarote muestra desde este punto de vista evidentes conexiones.

La particular evolución geológica en combinación con los rasgos que son consecuencia de la historia paleoclimática dotan a cada una de las estructuras de Lanzarote de un relieve con personalidad propia.

CAPÍTULO III

El relieve de los macizos volcánicos antiguos

I. Introducción

Los macizos volcánicos antiguos del Archipiélago Canario corresponden a complejas estructuras volcánicas tabulares de carácter poligénico y edad Mio-Pliocena, construidas a partir de la asociación en el tiempo y en el espacio de múltiples eventos eruptivos. Se configuran así edificios volcánicos de gran volumen cuyos rasgos vienen definidos tanto por su adaptación a determinados sistemas de fracturación de la corteza, como por la naturaleza y disposición de los materiales.

Estas grandes y complejas estructuras se edificaron, por tanto, durante los ciclos de volcanismo antiguo de las islas, esencialmente terciarios, y se caracterizan por su elaboración a partir de magmas poco diferenciados y de naturaleza basáltica. Este carácter básico es lo que explica su constitución a partir de dinámicas eruptivas moderadas, hawaianas o estrombolianas, con bajos índices de explosividad y rasgos efusivos marcados. No obstante, en ocasiones, la dilatada evolución constructiva sufrida por estas estructuras, posibilitó la presencia de materiales ácidos correspondientes a las fases magmáticas finales, por lo que los edificios que cuentan con estos caracteres muestran un mayor grado de complejidad morfológica.

Durante estos ciclos antiguos se emitieron grandes volúmenes de materiales volcánicos en tiempos relativamente cortos,

hasta originar edificios constituidos por complejas secuencias de coladas, por lo común de escasa potencia, y capas volcánoclasticas intercaladas, que se acumularon hasta dar lugar a potentes espesores, en ocasiones superiores a los 1.000 metros.

La construcción de los macizos volcánicos puede realizarse siguiendo una o varias líneas de debilidad de la corteza, que actúan como ejes donde se produce una gran concentración de aparatos volcánicos y centros eruptivos. Estos volcanes se disponen así siguiendo las directrices principales de las fisuras eruptivas; su articulación determina la planta general de los macizos y, en combinación con la magnitud y la mayor o menor pervivencia de los procesos volcánicos, su volumen y alzado. Existen, de este modo, conjuntos de marcado carácter lineal, con morfología en tejado a dos aguas, construidos en torno a una directriz única dominante, como ocurre con los macizos antiguos de Anaga y Teno, en Tenerife, o de Famara, en Lanzarote, o edificios en arco e incluso cupuliformes, edificados en el área de cruce de varias líneas estructurales, como sucede en el caso de la península de Jandía en Fuerteventura, y del sector septentrional de La Palma y de las islas de La Gomera y de Gran Canaria. Existen también otros macizos, como el de Los Ajaches, en Lanzarote, donde la intensidad del desmantelamiento ha sido tal que la reconstrucción del edificio volcánico es

difícil de llevar a cabo, lo que impide su adscripción a alguna de las estructuras citadas con anterioridad. En cualquier caso, parece evidente que el volumen y el alzado de estas construcciones volcánicas es tanto mayor cuanto más complejo es el sistema de fracturación que los ha generado, siendo por tanto los macizos antiguos del norte de La Palma, de La Gomera y de Gran Canaria los de mayor envergadura.

Pero, además, el sistema de fracturación que guía la construcción de estos conjuntos volcánicos determina también, en cierta medida, la disposición de los materiales y su estructura interna. De este modo, los macizos volcánicos suelen estar constituidos por capas que están inclinadas suavemente hacia el mar desde los sectores de emisión, con buzamientos más o menos acusados en función de la altitud media alcanzada en el eje, presentando inclinaciones suaves que varían desde los 5 ó 10° en los edificios menos elevados, hasta buzamientos superiores a los 20° en el caso de las estructuras que alcanzan un mayor desarrollo en altura. No obstante, con independencia del grado de inclinación de dichos estratos, las distintas capas que constituyen estos edificios suelen buzar de modo perpendicular a partir de los ejes principales; en los edificios lineales, los tramos centrales presentan sus capas dispuestas de forma divergente a partir de la línea de cumbres, mientras que los extremos de este tipo de construcciones volcánicas y de la de los conjuntos cupuliformes o en arco suelen presentar sus capas dispuestas de modo periclinal. Las estructuras internas de estos macizos responden tanto a su asociación a conjuntos volcánicos de gran desarrollo longitudinal, cuya morfología muestra rasgos semejantes a los tejados a dos aguas, a los cuales se le denomina como

dorsales volcánicas, como a estructuras de carácter cónico o en arco más o menos marcados, correspondientes a edificios de carácter troncocónico.

Además, la existencia de estos ejes constructivos determina también una distribución específica de los materiales; de este modo, mientras que en torno a los ejes o los núcleos principales la estructura de los macizos se resuelve a partir de la interestratificación de capas de coladas con abundantes productos piroclásticos, los dorsos se construyen casi de modo exclusivo a partir de mantos lávicos.

La construcción y el agrupamiento de conos volcánicos en estos ejes propician un mayor crecimiento en altura de estos sectores, siendo por tanto los espacios donde los macizos presentan sus mayores altitudes; frente a ellos, los dorsos, constituidos en lo esencial por coladas de lava muy fluidas y de largo recorrido, se disponen en origen como rampas lávicas de topografía más o menos tendida.

Ahora bien, estos relieves volcánicos no son sólo producto de fases eruptivas; su elaboración a lo largo de períodos de tiempo relativamente largos, normalmente superiores a 3 ma, y su construcción durante las fases de volcanismo antiguo del Archipiélago —entre los 20 y los 2 ma (Series Antiguas o Series I)— provocan que su morfología actual sea resultado también de procesos ajenos al volcanismo, como son los de carácter erosivo.

La relativa antigüedad de las fases volcánicas constructivas determina que en los macizos antiguos las formas de erosión posean un papel destacado, hasta el punto de condicionar su morfología actual. La actuación de los procesos erosivos de modo ininterrumpido desde fines del Mioceno motiva que las incisiones torrenciales, los

grandes acantilados costeros y las formas de acumulación sedimentaria adquieran en estos espacios un evidente protagonismo. Este intenso desmantelamiento ha hecho desaparecer las formas volcánicas directas, hasta el punto de que uno de los rasgos más destacados de estas estructuras es, por un lado, la práctica ausencia de las mismas y, en contrapartida, el predominio de las formas volcánicas derivadas; por ello, son abundantes las mesas, los pitones y los diques, puestos en resalte como resultado de la erosión diferencial.

Pese a estos caracteres comunes, cada uno de los macizos antiguos del Archipiélago Canario posee formas de relieve con personalidad propia que derivan de su antigüedad, de su particular modo de construcción, de la existencia o no de diferentes fases constructivas, de su construcción en torno a líneas estructurales de direcciones determinadas, de la naturaleza, estructura interna y disposición de los materiales que lo constituyen, del volumen, altitud, desniveles y configuración del edificio original, de los procesos de desmantelamiento a que se han visto sometidos y, como no, del ambiente climático en los que éstos han operado.

En su morfología actual interviene también de manera destacada el mayor o menor grado de interferencia de los procesos erosivos en los de construcción volcánica. Esta interferencia se produce tanto durante los períodos con predominio de la construcción volcánica, labrándose entonces valles y barrancos que condicionan el recorrido y la disposición de los últimos flujos lávicos, como durante los estadios finales, en los cuales los volcanes recientes se superponen como auténticos relieves postizos que se instalan en el interior de formas de erosión y que evidentemente condicionan su evolución posterior.

II. Los rasgos de diferenciación de los macizos antiguos de Lanzarote

La formación de los macizos antiguos de la isla de Lanzarote comienza durante el Mioceno Medio y se prolonga, con interrupciones más o menos marcadas de la actividad eruptiva hasta el Plioceno, presentando una duración total de unos 11,7 ma.

Durante este período de tiempo, la actividad volcánica de carácter basáltico dió lugar a la acumulación de grandes volúmenes de materiales que, en la actualidad, y tras etapas erosivas duraderas, llegan a poseer en conjunto potencias superiores a los 600 metros. Los macizos antiguos son, por tanto, edificios volcánicos construidos mediante la superposición de materiales emitidos a partir de numerosos eventos eruptivos. Ello significa que estas estructuras se han ido formando poco a poco durante episodios eruptivos más o menos individualizados, poniendo una capa sobre otra, hasta configurar edificios de gran desarrollo. La distribución espacial de estos materiales de la Serie I de Lanzarote, su cronología e incluso su particular disposición permiten definir al menos tres grandes edificios volcánicos: Los Ajaches, Famara y Tías.

Los macizos antiguos de esta isla presentan una personalidad destacada que resulta de la combinación de varios factores. En primer lugar, de la particular evolución geológica, donde la naturaleza predominante de los materiales que los constituyen, su construcción a partir de sistemas de fisuras específicos, y la sucesión de fases constructivas diversas, con interferencias acusadas de los procesos volcánicos y erosivos, poseen un papel destacado en las formas del relieve. Desde una óptica estructural, sin embargo, y en

comparación con otros edificios del mismo estilo del archipiélago, dos de estos factores son los que hacen de estos macizos ámbitos con identidad propia. De un lado, la escasa incidencia que en ellos tiene el volcanismo sálico. Ausentes totalmente en Famara y en Tías, los materiales sálicos afloran sólo en áreas muy puntuales del Macizo de Los Ajaches, de modo que en conjunto apenas si tienen repercusión morfológica. De otro lado, las remodelaciones efectuadas en los tres edificios por el volcanismo plio-cuaternario caracterizan a amplios sectores, introduciendo modificaciones notables en las formas del relieve propias de estas estructuras y llegando en ocasiones, como ocurre en Tías, a enmascarar la práctica totalidad del macizo.

En segundo lugar, como en todos los conjuntos volcánicos complejos canarios sometidos a un intenso desmantelamiento, las formas de erosión poseen un papel fundamental y constituyen las claves que permiten establecer y precisar no sólo su evolución geomorfológica sino que también ayudan a establecer los rasgos de las estructuras volcánicas originales. La mayor aridez generalizada de Lanzarote, junto a la cercana de Fuerteventura, imprime al modelado de estos macizos caracteres diferenciados respecto a los del resto de las islas.

Los macizos volcánicos constan así, desde el punto de vista de las formas de relieve, de rasgos que son resultado directo de su arquitectura y estructura interna y de otros que están relacionados con la sucesión de etapas de incisión y de acumulación sedimentaria, generadas en relación con la existencia de cambios climáticos producidos a lo largo del Plio-Pleistoceno.

III. La arquitectura de los macizos volcánicos

III.1.- Los rasgos estructurales

Los macizos volcánicos antiguos de la isla de Lanzarote corresponden a estructuras tabulares esencialmente mio-pliocenas, construidas a partir de magmas poco diferenciados, de naturaleza fundamentalmente basáltica y caracterizadas por el apilamiento y la yuxtaposición de múltiples capas de escasa inclinación y de disposición planar. En conjunto, la gran potencia alcanzada por los afloramientos de la Serie I, con acumulaciones cercanas a los 700 metros, implica la formación de edificios volcánicos complejos y de gran envergadura, configurados a partir de la sucesión de múltiples eventos eruptivos.

Las variaciones observadas en la estratigrafía y en la cronología de los materiales



Figura III.1.- El acantilado de Famara muestra la estructura en capas apiladas típica de los macizos volcánicos antiguos

que constituyen la Serie I de ambos macizos, junto con la existencia de discordancias intraformacionales evidentes, permiten la diferenciación de varias fases de construcción volcánica, con la existencia de hiatus eruptivos intercalados entre las mismas. El hecho de que las secuencias eruptivas del Macizo de Famara estén mejor definidas geológicamente permite un conocimiento más detallado de su estructura interna. No obstante, las observaciones de campo llevadas a cabo en Los Ajaches ponen de manifiesto la existencia de discordancias que indican que también en este macizo existieron varias etapas de construcción volcánica separadas por etapas de calma más o menos acentuadas.

La mayor parte de las capas que constituyen estos espacios corresponden a coladas de lava dispuestas unas sobre otras, con escasas intercalaciones de materiales piroclásticos. El grosor de estas coladas no es siempre uniforme; la potencia más frecuente oscila entre los 2 y los 4 metros, aunque en determinadas áreas abundan paquetes lávicos que pueden alcanzar entre 15 y 20 m. En estas coladas de mayor potencia es frecuente observar diaclasados columnares, o en ramos de prismas, muy bien definidos; quizás los más espectaculares existentes en la isla son los que afloran en las márgenes del Barranco de Tenejúime, en Famara, o en el sector costero localizado entre la Punta del Garajao y Los Haches, en Los Ajaches.

Los materiales piroclásticos, aunque presentes, suelen aparecer con una frecuencia menor de lo habitual en este tipo de estructuras volcánicas. No obstante, en la mayoría de las ocasiones, estas capas poseen potencias importantes y se disponen en niveles discordantes angularmente respecto a las coladas que los recubren;

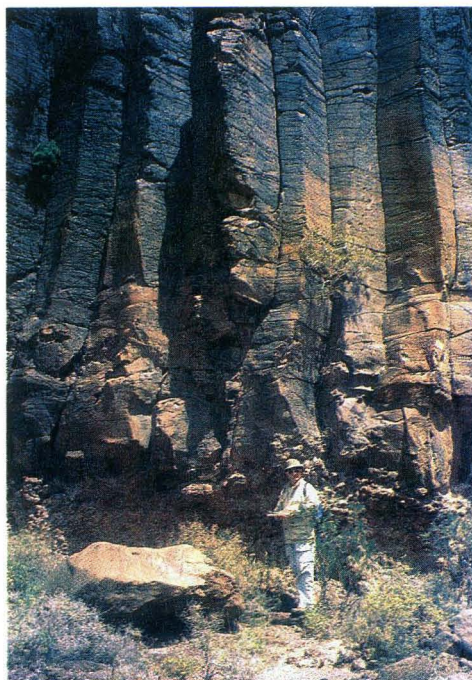


Figura III.2.- En el Barranco de Tenejúime la gran potencia de las coladas permite la formación de estructuras prismáticas de gran desarrollo vertical

constituyen entonces conos volcánicos fosilizados por acumulaciones lávicas posteriores. Las estructuras de este tipo no son habituales en el Macizo de Los Ajaches, donde sólo hemos podido observarlas en torno al Pico de La Aceituna, pero en contrapartida, afloran en muchos de los escarpes y laderas labrados en la Serie I inferior e intermedia del Macizo de Famara, como por ejemplo en el acantilado del sector de El Tope, cerca de Órzola, en las cabeceras del Valle de Chafarís y del Valle Grande de Órzola, y en algunos tramos de el Risco de Famara, como en las cercanías de Punta Ganada o en los sectores culminantes del sector de Guatifay, Guinate y Matos Verdes.

Quizás uno de los rasgos más llamativos de la estructura de los macizos antiguos de la isla de Lanzarote sea la ausencia de buza-

mientos contrapuestos y divergentes a partir de un núcleo central, tal y como ocurre en la mayoría de los edificios volcánicos antiguos del archipiélago. Tanto las capas que configuran los edificios de Famara como las de Los Ajaches muestran una disposición subhorizontal y aparecen de modo general siempre suavemente inclinadas hacia el E y SE, interrumpiéndose de modo brusco mediante grandes acantilados hacia poniente.

Como todos los espacios volcánicos antiguos sometidos a largas fases de desmantelamiento, otro de los rasgos morfológicos más destacados de su relieve es la presencia de diques y necks¹. Tanto los unos como los otros constituyen formas estructurales derivadas que sólo aparecen en superficie cuando la erosión ha eliminado las rocas en las que se encajaron, quedando entonces destacados en el relieve a modo de afloramientos masivos puntuales o como grandes paredes verticales que rompen la regularidad de las vertientes. Caracterizan, por tanto, a los sectores profundamente remodelados por la erosión, por lo que constituyen estructuras habituales en los macizos antiguos, donde en ocasiones se les puede seguir a lo largo de varios kilómetros. Los diques y necks presentes en Los Ajaches y Famara, muestran orientaciones precisas —N-S, NE-SW y NW-SE—, que ponen de manifiesto las directrices más frecuentes de los antiguos conductos de emisión de esta serie. La potencia de los diques es moderada, oscilando entre algunos centímetros y los 5 m y su frecuencia parece ser mayor hacia la base de la serie que hacia el techo (Fuster *et al*, 1968).



Figura III.3.- En el tramo costero entre la Punta de Papagayo y la Punta del Águila se pueden observar diques de dimensiones modestas

En la mayoría de los macizos antiguos del archipiélago, los diques suelen aparecer formando familias más o menos densas que se concentran en bandas estrechas, de rumbos precisos, que marcan la disposición y dirección de los ejes a partir de los cuales se ha llevado a cabo la construcción de dichos edificios. Ahora bien, como ocurre en algunos otros sectores de Canarias (Criado, 1991) los diques existentes en los macizos antiguos de Lanzarote son demasiado escasos como para poder haber dado lugar al volumen de materiales existentes. Pero, además, cuando éstos aparecen, no suelen disponerse formando grandes familias sino que lo hacen de modo aislado o concentrados en torno a determinados puntos, no destacando en el paisaje con la energía y el

¹ Los diques corresponden a intrusiones magmáticas de disposición vertical o subvertical que rompen la continuidad de las capas que atraviesan y que se generan como consecuencia de la inyección del magma a través de fracturas de carácter rectilíneo del interior de la corteza, donde se solidifican para formar cuerpos de gran desarrollo longitudinal y escaso desarrollo transversal. Los necks, conocidos en Canarias como roques, se diferencian de los diques por la intrusión de los materiales a través de conductos eruptivos puntuales, por lo que suelen configurar monolitos rocosos que destacan de forma notoria en el paisaje.

vigor con que se reconocen en las estructuras del mismo estilo del resto de las islas. Es evidente que estos rasgos no resultan del particular modo de construcción de estos dos macizos, similar al de los otros macizos antiguos de las islas, sino que son fruto de su singular evolución geomorfológica.

En el Macizo de Los Ajaches, el mayor número de diques se localiza en el tramo costero comprendido entre la Punta de Papagayo y la Punta del Águila y en torno a las Salinas del Janubio, por un lado, y en las cercanías del Pico de la Aceituna, por otro. Su impronta en el paisaje es escasa, pues aparecen insertos siempre en afloramientos tanto nivelados por antiguas superficies de erosión, que han borrado las desigualdades de la estructura original, —como ocurre en los dos primeros casos—, como asociados a potentes capas de materiales piroclásticos interestratificados en las coladas de la seriación principal del macizo, —como sucede en el segundo caso—. Los necks son aún menos abundantes, si cabe, pues sólo hay un sector en todo el macizo, Pico Naos, que pueda ser asimilado a este tipo de formas estructurales derivadas.

En Famara, por el contrario, diques y necks son más frecuentes. Los primeros destacan en algunos tramos de el Risco de Famara y Punta Fariones. No obstante, parte de los centros eruptivos a partir de los cuales se emitieron los productos que constituyen la tercera fase constructiva de

Famara aparecen en la actualidad como relieves residuales, muy dismantelados por la erosión. Estos relieves se disponen siempre de forma culminante, de modo que representan los puntos de máxima altitud de Famara, y su presencia es destacada en el sector del macizo que constituyen las mesetas sumitales meridionales. Están caracterizados por mostrar formas acastilladas, constituidas por cúmulos de grandes bloques subredondeados dispuestos a modo de arcos, círculos de piedras o roques masivos poco pronunciados que señalan los puntos donde debieron estar las bocas eruptivas. Ocasionalmente, a partir de estas áreas parecen seguirse de forma desdibujada superficies de carácter lávico muy dismanteladas, integradas en los grandes lomos que constituyen los interfluvios principales.

Los escasos retazos existentes en Tías están constituidos bien por afloramientos masivos de rocas, como los desarrollados entre Montaña Blanca y Montaña Torsa, y Pico de la Tejada, o bien por sucesiones de coladas de escasa potencia, como ocurre en El Guardia del Majo y las Majadas de Güime.

Todos estos rasgos estructurales son resultado de la construcción de los macizos a partir de erupciones de bajos índices explosivos y de marcado carácter fisural. La actividad eruptiva estuvo caracterizada por emisiones fundamentalmente efusivas, de ahí el papel preponderante de las coladas

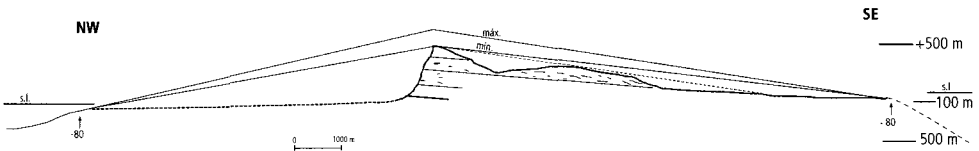


Figura III.4.- Perfil topográfico a lo largo de las crestas de la Serie I de Famara, siguiendo la línea isobata de -80 m, correspondiente al borde de la plataforma de abrasión marina, con el perfil máximo y mínimo estimados para el edificio original. (Coello et al, 1992). Obsérvese la carencia de buzamiento contrapuestos del edificio

de lava de escasa potencia y largo recorrido. La actividad explosiva, moderada y de menor entidad espacial, debió concentrarse en torno a ejes muy bien definidos originando la edificación de estructuras tipo dorsal volcánica, como sucedió en Famara, con su típica forma de tejado a dos aguas. Todos estos productos se emitieron a partir de una red de fracturas con rumbos específicos, NE-SW y NW-SE, tal y como se deduce a partir de los diques exhumados que atraviesan la formación.

La escasez de diques y de niveles piroclásticos interestratificados en los productos lávicos, la inexistencia de buzamientos contrapuestos que marquen el núcleo principal de estas estructuras, el buzamiento generalizado de las capas hacia el E y SE y su interrupción brusca hacia occidente sugieren que los centros de emisión que las originaron debieron de estar localizados en las áreas de los macizos hoy desmanteladas, situándose al NW y W de los conjuntos actuales.

1.A.- Los restos de formaciones detríticas intercaladas en la serie I y su especial significado morfológico

La actividad eruptiva producida a lo largo de los 11,7 ma que dura la construcción de las estructuras volcánicas antiguas no fue, sin embargo, continua en ninguno de los dos macizos. Entre las coladas y los piroclastos de la Serie I se intercalan paleosuelos y formaciones sedimentarias de carácter detrítico que indican que tanto en Famara como en Los Ajaches existieron fases de calma eruptiva, durante las cuales los edificios fueron sometidos a procesos de desmantelamiento y de acumulación detrítica más o menos importantes.

Un tipo de material característico de esta Serie es lo que se denomina en las islas

como “almagres”. Estos almagres corresponden a capas de espesor variable, comúnmente inferior a 2 metros, que muestran coloraciones pardas o rojizas que las hacen destacar de modo notable en el paisaje. Situadas a diferentes niveles estratigráficos dentro de la Serie Antigua de la isla, se extienden lateralmente desde sólo unos metros hasta algunas decenas de metros. Estos niveles constituyen, en realidad, tanto paleosuelos como capas sometidos a procesos de meteorización generados durante los períodos de calma eruptiva. La instalación de coladas con altas temperaturas sobre ellos provoca un ligero metamorfismo térmico que se traduce en una oxidación de los minerales ferromagnesianos, que es lo que dota a estos materiales de su coloración característica. Coello *et al* (1992) utilizan la presencia de estos almagres para establecer las distintas secuencias eruptivas desarrolladas en el Macizo de Famara.

Junto a estos niveles de alteración e interestratificados en las formaciones volcánicas de la Serie I existen también capas sedimentarias constituidas por arenas organógenas y depósitos detríticos de carácter torrencial que constituyen testimonios de acciones erosivas generadas al mismo tiempo que se construían los grandes edificios tabulares.

Los depósitos organógenos situados entre las capas de la Serie I fueron descritos por primera vez por Rothe (1964), Sauer y Rothe (1972) y, más recientemente, por García Talavera (1990). Poseen una distribución espacial localizada, pues todos ellos se encuentran ubicados en el extremo norte del Macizo de Famara, tanto al este como al oeste del escarpe de Fariones, en el interior del Valle Chico y del Valle Grande de Órzola, y en la proximidad de la Fuente de Gusa; siempre, por tanto, en las inme-

diaciones del litoral. Estos niveles, situados en torno a los 40 metros por encima del nivel actual del mar, corresponden a formaciones dunares constituidas por calcarenitas, con restos fósiles pertenecientes a una fauna litoral de poca profundidad transportada eólicamente y a gasterópodos terrestres de los géneros *Canariella*, *Leptaxis*, *Zootecus* y *Theba* (García Talavera, 1990). En estos depósitos existen también restos de aves marinas voladoras de gran envergadura, emparentadas con los pelícanos y cormoranes actuales, pertenecientes al grupo de las *Odontopterygiformes*, hoy extinguido, así como huevos de tortugas terrestres de grandes dimensiones (García Talavera, 1990). La presencia de estos niveles fósiles intercalados en los materiales de la Serie I de Famara supone la existencia de un hiato eruptivo de cierta entidad.

La localización de estos depósitos en un área de relativa amplitud, en la base de la Serie I intermedia y a ambos lados del macizo, con una edad entre los 6,0 y los 5,3 ma (Coello *et al*, 1992), las variaciones de potencia observadas en los mismos, con máximas de 7 metros en Valle Chico y decreciente hacia el sur, parecen poner de manifiesto la existencia de un período sin actividad volcánica durante el cual arenas de origen marino fueron eolizadas sobre una rasa marina labrada en los materiales de la Serie I inferior. Ello implicaría, además, que, al finalizar la Serie Inferior de Famara, el macizo fue sometido a un importante desmantelamiento y que, en esos momentos de su historia geológica, el edificio no se extendería mucho más allá de los límites actuales, encontrándonos en su extremo más septentrional.

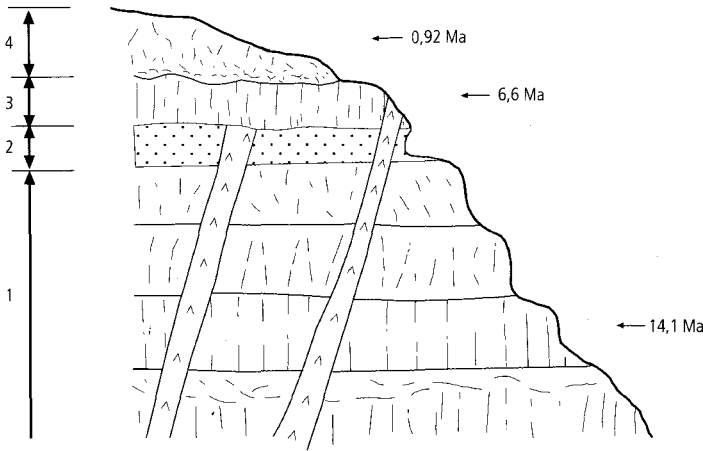


Figura III.5.- Perfil esquemático de la sucesión de las Salinas del Janubio. 1= Serie I correspondientes al edificio de Ajaches; 2= Calcarenitas miocénicas; 3= Serie I Superior de Ajaches. 4= Coladas basálticas de la Serie III. (Modificado de Ibarrola et al, 1988)

Formaciones costeras similares, correspondientes a niveles de playas fosilizadas, han sido descritas también en el sector de

las Salinas de el Janubio. Aquí, las arenas se apoyan, como en Famara, sobre una superficie de erosión labrada sobre los materia-

les de la Serie I pertenecientes al Macizo de Los Ajaches. Este nivel de arenas fósiles se encuentra cortado por diques y coronado por coladas de lava, datadas en 6,6 ma, que pertenecen, según Coello *et al* (1992), a materiales emitidos desde el Macizo de Famara y que, según Carracedo y Badiola (1993), están relacionados con el de Tías. No obstante, dada la presencia de los diques cortando los niveles de arenas es posible que las coladas superpuestas puedan corresponder a eventos eruptivos aislados, de menor envergadura y que hoy aparecen totalmente desmantelados, desarrollados en la periferia de Los Ajaches, al mismo tiempo que se estaban construyendo los macizos de Tías y Famara.

La acumulación de estas arenas orgánicas podría ser, por tanto, coetánea en todos los sectores descritos. Si ello es así, significaría la existencia de un período de calma eruptiva común para toda la isla, situado entre los 8,3 y los 6 ma, durante el cual en las costas de los distintos conjuntos

se formarían playas y a partir de ellas se llevaría a cabo la eolización de las arenas como consecuencia de constantes flujos de viento de componente norte.

Los depósitos detríticos de carácter torrencial que aparecen intercalados en las coladas de la Serie I, afloran tanto en los acantilados costeros como en las laderas de algunos de los valles más desarrollados de los macizos de Los Ajaches y de Famara. La potencia de estos niveles es desigual, por lo común se sitúa en torno a los 3 metros, aunque de modo puntual puede incluso superar los 5 metros. El carácter de estos depósitos, con bloques redondeados heterométricos, en ocasiones de considerable tamaño, empastados en una matriz de escasa granulometría, así como la inexistencia de niveles de sedimentación claramente definidos, indican su generación a partir de una morfogénesis torrencial violenta, capaz de arrastrar en el seno de flujos acuosos materiales de gran tamaño.



Figura III.6.- En el Macizo de Los Ajaches, los principales niveles detríticos interestratificados entre las coladas de la Serie I afloran en el tramo costero comprendido entre las desembocaduras de los barrancos de Los Dises y Parrado, así como en las laderas de ambos valles. En la fotografía estos niveles se observan tanto bajo la potente colada del primer término como superpuesto a ella

Estos niveles torrenciales constituyen, pues, las huellas visibles de la existencia de una antigua red de drenaje, de edad miocena, labrada entre las diferentes fases de construcción de los macizos. En Los Ajaches, los depósitos más espectaculares son los que aparecen interestratificados en las coladas que caracterizan al acantilado costero desarrollado al sur de la Bahía de Ávila, entre La Punta del Garajao y la Punta de Los Haches, y que pueden seguirse lateralmente a lo largo de las laderas del tramo inferior de los barrancos de Parrado y Los Dises. Depósitos del mismo estilo afloran en Famara sobre todo en las márgenes y en los escalones estructurales que configuran el fondo de los actuales Barranco de Tenejúime y Palomo. En estos puntos, además, se observan varios niveles detríticos separados por potentes coladas de lava.

Tanto en un sector como en el otro, hacia el techo de estas formaciones detríticas las coladas muestran grosores poco habituales en esta serie, llegando a alcanzar entre los 15 y los 20 m de potencia. Ello pone de manifiesto que estas redes de drenaje miocénicas fueron fosilizadas en parte, y que algunas de las arterias torrenciales sirvieron también para el drenaje de las coladas emitidas en fases posteriores, condicionando, de este modo, un aumento general de la potencia de los flujos lávicos, al estar éstos constreñidos a los barrancos.

Todos estos rasgos implican, por tanto, la existencia de fases de incisión y de relleno durante las cuales se llevaría a cabo la formación de una red hidrográfica establecida sobre los dorsos de estas estructuras, generada durante crisis morfoclimáticas de caracteres semejantes a las que sucederán con posterioridad a lo largo del Plio-Pleistoceno.

Las fechas concretas de elaboración de esta red miocena difieren, no obstante, para

cada macizo, pues mientras que en Los Ajaches parecen haber iniciado su formación hacia el Mioceno Superior, en Famara deben haber sido elaboradas durante los períodos de calma eruptiva existentes entre la secuencia intermedia y superior, lo que significaría que la red de drenaje de este macizo iniciaría su formación entre los 6 y los 3,9 ma.

1.B.- La importancia de las remodelaciones volcánicas plio-pleistocenas

Uno de los rasgos más llamativos de los macizos antiguos de la isla de Lanzarote es, como ya hemos señalado con anterioridad, la gran impronta que en ellos posee el volcanismo Plio-Cuaternario. Las erupciones de esta edad afectan a la periferia de ambos macizos —como suele ser por otro lado habitual en los macizos antiguos del resto del archipiélago, dado que corresponden a los sectores donde se produce el contacto entre éstas y otras estructuras volcánicas de edad más reciente—, pero también ocupan áreas internas de notable amplitud. Estos volcanes modificaron la morfología resultado de la erosión y característica de estos espacios, transformando parcialmente algunos sectores de los macizos (Plataforma del Rubicón, Valles de Femés y Fenauso en Los Ajaches y Sector central y periferia meridional de Famara) o llegando incluso en otros sectores a dejarlos como retazos aislados sin apenas desarrollo espacial (Edificio de Tías).

Las huellas de estas nuevas fases constructivas pueden seguirse en Los Ajaches a partir de más de una decena de centros eruptivos, y de las coladas asociadas a los mismos, cuya edad permite establecer una secuencia en la transformación de este macizo. De este modo, los productos emitidos en esta nueva etapa eruptiva dieron

lugar, primero, a la formación de Montaña Roja (Serie II A) y luego a la construcción de una alineación volcánica de dirección NE-SW, perteneciente a la Serie II B, compuesta por un total de ocho centros eruptivos (Caldera Gritana, Caldera Riscada, Montaña Majada, Montaña Casa, Montaña Mojón, Montaña Norte, Montaña de Tinasoria y La Montañeta), que conecta estructuralmente este macizo con el de Tías. Algo al sur de este espolón volcánico, en las cercanías de Playa Quemada, se encuentra el pequeño cono volcánico de Montaña Bermeja que se dispone relativamente aislado de la alineación descrita, aunque pertenece a la misma serie geológica.

Desde todos estos centros eruptivos se derramaron importantes emisiones lávicas que dieron lugar a la transformación y rejuvenecimiento de todo el sector suroccidental y nororiental del Macizo de Los Ajaches y del área meridional del de Tías, quedando sólo algunos retazos aislados de materiales de la Serie I en el sector de Capita y Morro de Las Atalayas, y generando en las costas plataformas lávicas más o menos amplias o pequeñas islas bajas, hoy enmascaradas de forma parcial por erupciones posteriores y por procesos erosivos.

Más recientes son los conos de la Caldera de Masión, Atalaya de Femés, Hoya Antón y Miguel Ruiz, pertenecientes a la Serie III y cuyas lavas fosilizan las vertientes occidentales del macizo, poco afectadas en la etapa previa, o son drenadas por el Valle de Fenauso. La disposición de todos estos conos a lo largo de una línea orientada de NE a SW, paralela a la que originó la formación de los edificios de la Serie II, aunque algo más desplazada hacia occidente, parece poner de manifiesto una emigración de la actividad volcánica de este segundo ciclo desde oriente hacia poniente.

La instalación de estos edificios tanto en el interior de los valles (Hoya Antón) como en los interfluvios que los separan (Atalaya de Femés, Caldera Riscada, Caldera Gritana), o en la periferia del macizo, (Montaña de Miguel Ruiz, Montaña Majada, Montaña Casa, Montaña Mojón, Caldera de Masión, etc), o bien sobre las plataformas costeras cinceladas sobre los materiales de la Serie I (Montaña Roja, Montaña Quemada) evidencian que su construcción se llevó a cabo tras las etapas de erosión marcadas que generaron las grandes formas de desmantelamiento que caracterizan al macizo.

En Famara, también las primeras erupciones de este segundo ciclo afectaron de modo prioritario a la periferia meridional del macizo, generándose en una primera etapa los volcanes de Chimia, San Rafael, Los Valles, Guanapay y Montaña de Temeje, al sur, y La Atalaya de Haría, en el sector central, todos ellos pertenecientes a la Serie II. Con posterioridad, surgirían los volcanes de Las Calderetas, de Tinamala y Guenía, de la Serie III, y los de La Quemada de Órzola, Los Helechos, La Cerca, La Quemada, Los Risquetes y, por último, el Volcán de La Corona, todos ellos de la Serie IV.

También en este macizo, los volcanes de esta etapa se articulan de modo preferente a partir de directrices de componente NE-SW, formando alineaciones volcánicas definidas, aunque más abiertas y discontinuas en los sectores periféricos y más cerradas y continuas en el sector centro-septentrional.

El rosario de conos norteño de La Quemada de Órzola, Monte de La Corona, La Cerca, Los Helechos y La Quemada constituyen un sistema eruptivo construido, al menos, en dos etapas. La primera, que edificaría la mayor parte de la alineación, dio lugar al conjunto de La Cerca-Los Helechos y, con probabilidad, también al pequeño

cono volcánico que cierra el sistema eruptivo por su extremo nororiental, La Quemada de Órzola. Durante la segunda fase constructiva, de una edad estimada entre los 3.000 y los 5.000 años, se elaboró el edificio de mayor envergadura de la alineación, el Volcán de La Corona, que se inscribe dentro del sistema anterior. Ambos conjuntos volcánicos se articulan siguiendo la trama estructural predominante del macizo, ordenándose en torno a la directriz NE-SW, y disponiéndose de forma paralela al escarpe de el Risco de Famara (Luis *et al*, 1984).

Constituyen edificios escoriáceos, de disposición más o menos compleja, con varios centros de emisión alineados que configuran una fisura no continua de unos 6,5 km, aproximadamente. El tramo sureste (con los conos de La Cerca, Los Helechos, La Quemada y los Risquettes) está formado por un rosario de 7 cráteres que, unas veces imbricados y otras yuxtapuestos, configuran una alineación volcánica en la que los edificios se adosan unos con otros formando un sistema eruptivo complejo, a excepción del pequeño Volcán de los Risquettes que aparece claramente individualizado. El tramo nororiental se configura a partir de dos edificios volcánicos individualizados (La Corona y La Quemada de Órzola), pero correspondientes también a erupciones de tipo fisural. Entre estos últimos destaca el Volcán de La Corona, tanto por sus dimensiones —que lo convierten en el edificio de mayor envergadura de esta alineación superpuesta, puesto que se levanta más de 200 metros sobre la meseta de Guatifa, y de todo el volcanismo subhistórico del archipiélago— como por la importancia de sus coladas —en las que se desarrollan uno de los tubos volcánicos más espectaculares de las islas—.

Todos estos centros eruptivos han emitido un importante volumen de materiales lávicos que se derramaron hacia el W, desbordándose y cayendo en cascada desde los 400 metros de altitud, originando pequeñas plataformas lávicas al pie de el Risco de Famara, y también hacia el E, donde elaboraron amplios abanicos lávicos. La morfología de estos derrames, característicos de erupciones basálticas, es fundamentalmente de tipo “aa” aunque existen variaciones de detalle hacia tendencias más fluidas, tipo “pahoehoe”, o transiciones a coladas más caóticas. El sector más destacado de todas las efusiones emitidas por esta fisura corresponde al amplio abanico lávico elaborado durante la erupción del Monte Corona. Este extenso malpaís, de formas aún muy frescas, alberga en su seno uno de los accidentes lávicos más importantes del archipiélago; se trata de un tubo volcánico de notables dimensiones —más de 6 km de longitud y en torno a los 19 metros de alto por unos 25 metros de ancho, en los sectores de mayor amplitud— que, partiendo de la base del cono de La Corona en torno a los 300 m, presenta un trazado sinuoso, señalado por la existencia de jameos, y llega a alcanzar la línea de costa, prolongándose aún un tramo por debajo del nivel costero actual. El carácter excepcional de este tubo volcánico no deriva sólo de sus dimensiones sino también de su complejidad puesto que en algunos puntos de su trazado presenta varias galerías superpuestas, precisamente allí donde las coladas alcanzan sus mayores espesores, como consecuencia de la disminución de la pendiente por la que discurrieron.

En cualquier caso, las lavas emitidas desde todos estos centros eruptivos dieron lugar a importantes cambios en la fisonomía del macizo, pues no sólo recubrieron de forma local sus dorsos meridionales y

orientales, ganaron terreno al mar y ampliaron el perímetro costero del macizo, sino que produjeron el cierre y la obturación de un gran número de valles, con consecuencias morfológicas variadas.

Así, y dejando a un lado las transformaciones llevadas a cabo en los valles, que veremos cuando analicemos éstos, los efectos causados por estas erupciones en el litoral de este macizo son muy importantes. De este modo, mientras que las modificaciones operadas en el litoral occidental se reducen prácticamente a la llegada al mar de las coladas de los volcanes más antiguos de este segundo ciclo (Chimia, San Rafael, Guanapay) y afectan sólo a su tramo más meridional², toda la línea costera que se desarrolla desde Órzoza hasta el sector de Los Ancones es resultado del adelantamiento del litoral como consecuencia de la llegada al mar de coladas basálticas procedentes de centros eruptivos de las series III y IV.

Estas recientes manifestaciones eruptivas dan, por tanto, los últimos retoques al macizo antiguo de Famara al tiempo que lo convierten en un ejemplo destacado de la interferencia de fenómenos de construcción y de erosión, tan característico de los relieves volcánicos.

1.C.- Las secuencias temporales de construcción volcánica. Síntesis evolutiva

La construcción de los macizos volcánicos antiguos de la isla de Lanzarote comienza hace unos 15,5 ma y se prolonga, con hiatos eruptivos más o menos marcados a lo largo del Mio-Plioceno y Pleistoceno. Aunque la mayor parte de estas estructuras se construyeron durante el ciclo volcánico Mio-Plioceno, las remode-



Figura III.7.- Las coladas del Volcán de La Corona se desuelgan por el Risco de Famara y generan la formación de un talud de lava, que se apoya sobre abanicos detríticos previos, y una plataforma lávica a su pie

laciones introducidas en ellos por el volcanismo pleistoceno son tan considerables que es posible afirmar que estas estructuras volcánicas corresponden a un tipo singular de macizos antiguos, en el cual la construcción se realiza en dos fases de muy diferente magnitud y bien diferenciadas cronológicamente.

La actividad eruptiva que generó estas complejas estructuras no fue, sin embargo, sincrónica en todos los macizos. Dejando a un lado el Macizo de Tías, cuyas secuencias de formación resultan difíciles de precisar, por los escasos restos que quedan en la actualidad del edificio volcánico original, es posible establecer la siguiente secuencia de fases constructivas.

El primer ciclo volcánico comienza durante el Mioceno Medio y se desarrolla a lo largo del Mioceno Medio/Superior, terminando, ya en el Plioceno, en torno a los 3,6 ma. A lo largo de todo este período la actividad volcánica no fue continua ni espacial ni temporalmente, existiendo etapas de construcción volcánica, durante las cuales la actividad se concentró al sur y

² También los conos de la alineación de Los Helechos-La Quemada y de La Corona, vertieron sus lavas hacia occidente; pero, en este caso, las lavas apenas si modificaron la línea costera de ese sector del macizo.

norte, en Los Ajaches y Famara, y fases de calma eruptiva más o menos acentuadas, durante las cuales actuaron los procesos de erosión, generando formas de desmantelamiento tanto en el litoral como en el interior de ambas estructuras.

Lo esencial de la construcción del Macizo de Los Ajaches parece, sin embargo, corresponder a etapas más antiguas que las que dieron lugar al Macizo de Famara, comenzando en torno a los 15,5 ma \pm 0,3 y prolongándose hasta los 12,3 ma \pm 0,3 (Coello *et al*, 1992). No obstante, la presencia de discordancias intraformacionales en la seriación principal del macizo pone de manifiesto la existencia de hiatos eruptivos marcados, lo que parece coincidir más con la seriación propuesta por Coello *et al* (1992) que con la establecida por Carracedo y Badiola (1993). Pero además, la existencia de coladas, ubicadas en la periferia del macizo, con edades en torno a los 6 ma (Abdel Monen *et al*, 1971) parece estar indicando una nueva etapa constructiva de menor entidad espacial hacia fines del Mioceno Superior. Por su edad, algunas de estas coladas —sector de Janubio— han sido relacionadas con los macizos de Famara (Coello *et al*, 1992), o de Tías (Carracedo, 1993); ahora bien, dada la estrecha relación espacial existente entre estos afloramientos y los correspondientes a la Serie I de Los Ajaches, parece más adecuado incluirlos como una segunda etapa constructiva, si bien de menor entidad, de este macizo.

En el Macizo de Famara, las secuencias constructivas parecen estar mejor definidas, al menos temporalmente. Su construcción comienza hace unos 10,2 \pm 0,4 ma, con un cierto desfase por tanto con respecto a Los Ajaches, mostrando a lo largo del Mio-Plioceno tres etapas eruptivas entre los 10,2-8,3, 7,2-5,3 y 3,9-3,8 ma,

separadas por dos períodos de calma eruptiva (Coello *et al*, 1992).

Es obvio que durante la fase antigua de construcción volcánica de ambos macizos la actividad erosiva se imbricó en el espacio y en el tiempo con la actividad volcánica. Testimonios de estas fases de calma eruptiva son los materiales detríticos y los niveles de calcoarenitas y de almagres existentes entre los paquetes de coladas que arman ambas estructuras. Así, en Los Ajaches la existencia del nivel de calcoarenitas del sector de Las Salinas de el Janubio, apoyado sobre una antigua superficie de erosión marina y recubierto por las coladas más jóvenes de la Serie I, permite asignar, tanto los depósitos marinos como la superficie de erosión sobre los que éstos se apoyan, a episodios transgresivos de fines del Mioceno, generados por tanto, antes de los estadios finales de la construcción de este edificio volcánico. En Famara, por el contrario, las formaciones de calcoarenitas de Valle Chico y de Fuente de Gusa, similares en edad y caracteres a las de Los Ajaches, sugieren la existencia de un edificio antiguo, parcialmente truncado por la erosión de fines del Mioceno, sobre el cual se desarrollarían nuevas fases de construcción volcánica en el Mioceno tardío y a lo largo del Plioceno. De este modo, mientras que lo fundamental de la fase antigua de construcción del edificio de Los Ajaches parece corresponder al Mioceno-Medio, habiéndose terminado su edificación hacia fines del Mioceno, lo esencial del Macizo de Famara se construiría a lo largo del Mioceno Superior, prolongándose su edificación hasta el Plioceno Medio.

Es evidente, por tanto, que antes de la finalización de las fases antiguas de ambas estructuras existieron hiatos eruptivos marcados que permitieron la elaboración de

una red de drenaje sobre sus laderas y la aparición en sus costas de formas acantiladas y de acumulación marina. En los sectores donde no ha habido interferencias eruptivas posteriores, estas redes constituyen el embrión de la red de barrancos actual; en otros puntos, sin embargo, su trazado sólo puede ser deducido a partir de los testimonios morfológicos existentes en las vertientes de los barrancos y en los acantilados costeros. No obstante, éstas no son las únicas huellas que ponen de manifiesto la intercalación de fases de carácter eruptivo y erosivo; de hecho, existen también rasgos estructurales que indican la sucesión e intercalación de ambos tipos de procesos. Así, la presencia de capas basálticas de gran potencia en el interior de ambos macizos sólo puede ser explicada mediante la canalización y el derrame de las coladas de las últimas fases volcánicas por el interior de antiguas vías de drenaje, que quedaron parcial o totalmente colmatadas.

Las últimas emisiones de la Serie Antigua corresponden, en Los Ajaches, al Mioceno tardío y, en Famara, al Plioceno Medio. A partir de esos momentos se originó una etapa de calma eruptiva durante la cual se produjo un intenso desmantelamiento de los macizos. Con posterioridad, en el tránsito entre el Plioceno y el Pleistoceno, y a lo largo de éste último, los macizos se van a ver afectados por nuevas etapas eruptivas, cuyos productos enmascaran parcialmente las formas volcánicas ya desmanteladas por la erosión. Los nuevos conjuntos volcánicos se dispusieron, de este modo, como auténticos relieves postizos. La incidencia morfológica de estos procesos eruptivos es marcada no sólo porque enmascaran de modo parcial algunos sectores donde afloran materiales de la Serie I, sino también porque interfieren con los

procesos erosivos generando formas nuevas e introduciendo retoques importantes en valles y barrancos y en las líneas costeras de esos momentos.

IV. Las formas de modelado

Pese a la existencia de múltiples rasgos estructurales comunes a ambos macizos, tanto Los Ajaches como Famara muestran morfologías contrastadas que derivan de las particularidades de su arquitectura y también del control que ejercen las estructuras en la erosión.

Tras el cese de la actividad volcánica que dio lugar a la construcción de las estructuras volcánicas miocenas y con anterioridad a la sucesión de las manifestaciones volcánicas de las Series pleistocenas, se desarrolló un amplio período de calma eruptiva. Durante el mismo los procesos de erosión, actuando a partir de condiciones litológicas y estructurales favorables, dieron lugar a importantes procesos de desmantelamiento.

Esta etapa de tranquilidad eruptiva fue común a ambos macizos, si bien no sincrónica. El intervalo sin actividad entre el ciclo Mioceno y el post-Mioceno de estos macizos es muy variado, oscilando entre los 6 ma de Los Ajaches y los 2 ma de Famara. A pesar de estas diferencias cronológicas, el desmantelamiento erosivo generado durante esta etapa fue tan destacado que los edificios miocenos y mio-pliocenos perdieron gran parte de su extensión original, habiendo desaparecido más de la mitad de los conjuntos volcánicos iniciales. Hacia comienzos del Pleistoceno, los macizos aparecían ya profundamente remodelados por la erosión y poseían sus rasgos morfológicos fundamentales, existiendo dos vertientes diferenciadas: la oriental y la occidental. En el interior de los macizos, la erosión torrencial fue la responsable de la existen-

cia de profundas y amplias incisiones de morfología variada en función de su acomodo a las estructuras; en la periferia de estos macizos, la profunda acción erosiva del mar hizo retroceder los edificios originales hasta alcanzar e incluso rebasar, en algunos sectores, sus ejes centrales, dando lugar a la génesis de megacantilados.

La importancia del vaciamiento producido por la erosión en estos espacios se manifiesta en la existencia de grandes formas de incisión y excavación y en la importancia que en estos ámbitos adquieren también las de acumulación. Evidentemente, la vinculación existente entre unas y otras son indudables, aunque, como veremos, no siempre constituyen formas correlativas.

IV.1.- Las grandes formas de desmantelamiento

Las distintas fases erosivas, relacionadas de modo directo con las pulsaciones climáticas plio-cuaternarias, unas veces de modo contemporáneo a la construcción volcánica y otras superpuestas a ella, dieron lugar a la aparición de formas de desmantelamiento de gran impronta morfológica, entre las que destacan de un lado, las incisiones torrenciales y, de otro, los escarpes litorales. Aunque el papel jugado por el carácter de las distintas secuencias erosivas es crucial en la génesis de estas formas, sus rasgos no dependen de modo exclusivo de ellas, sino que guardan también una estrecha dependencia de factores de índole estructural.

1.A.- Las incisiones torrenciales

El carácter enérgico y compartimentado del relieve de los macizos antiguos insulares está en relación con la existencia de una profusa red de barrancos que se ha tallado sobre sus vertientes. La mayor parte de

estos barrancos constituyen canales de desagüe caracterizados por elevadas pendientes longitudinales y perfiles transversales variables que se han labrado sobre materiales de naturaleza heterogénea. La mayoría de los valles se han generado como consecuencia de regímenes hidrológicos irregulares y de marcados contrastes, en los que alternan fases de escasa incidencia geomorfológica y etapas de gran intensidad modeladora.

El régimen pluviométrico característico del clima actual de la isla genera escorrentías intermitentes e irregulares que determinan que los cauces permanezcan secos durante la mayor parte del año, e incluso durante varios años consecutivos. De hecho, sólo de manera ocasional, en los momentos de precipitaciones de gran intensidad horaria y en las cuencas de mayor superficie, los barrancos principales recogen aguas suficientes como para correr (como ocurre por ejemplo con el Valle de Temisa), presentando, por tanto, un funcionamiento esporádico aunque de marcada torrencialidad. Bajo las condiciones actuales y en un ámbito definido hidrológicamente por la carencia de cursos de agua permanente, ello significa que el drenaje actual es incapaz de generar grandes y profundos valles como los que caracterizan a los macizos antiguos de la isla, por lo que éstos corresponden, en realidad, como veremos, a formas de erosión heredadas de situaciones climáticas pasadas.

A.1.- Organización espacial de las redes de drenaje de los macizos de Los Ajaches y Famara

El sistema hidrogeográfico insular está constituido por un total de 1.262 cauces, estructurados en 140 cuencas de superficie, jerarquía de la red y rasgos morfológicos

variados. Aunque los macizos antiguos de Lanzarote suponen menos del 40% de la superficie total de la isla —aproximadamente el 37,59% —, en ellos se inscribe el 84,70% de los cauces y el 72,85% de las cuencas insulares. A ello debe añadirse, además, que son también las cuencas de estos sectores las que poseen mayor desarrollo superficial, mayor grado de jerarquización y mayores densidades de drenaje. Como consecuencia, los macizos antiguos de la isla representan los espacios donde existe una mayor concentración de valles y donde éstos, además, alcanzan mayor envergadura. Es evidente que ello debe relacionarse con la mayor antigüedad de la fase de construcción principal de estas áreas, con el largo período que media entre la finalización de la actividad mio-pliocena y la segunda etapa de volcanismo de edad plio-pleistocena, así como con la sucesión de pulsaciones climáticas de distinto estilo a lo largo del Cuaternario.

Las cuencas de mayor desarrollo superficial, de mayor longitud de los cauces principales, de densidades de drenaje más elevadas y de mayor grado de jerarquización y encajamiento se localizan en ámbitos específicos de ambos macizos, relacionándose de modo claro con los sectores donde los afloramientos de la Serie I muestran mayor continuidad espacial, y donde, como consecuencia, los procesos de encajamiento de la red no han estado interferidos ni por retroceso de los litorales por acción marina, ni por la presencia de volcanismo de edades más recientes.

Un análisis de conjunto de la articulación y organización espacial de las redes y cuencas que caracterizan a estos espacios pone de manifiesto la marcada disimetría existente entre las vertientes. El sistema hidrogeográfico de estos espacios

se organiza a partir de una divisoria principal que separa las aguas que vierten fundamentalmente hacia el E de las que circulan hacia el W, estando constituido por cauces de disposición más o menos paralela entre sí. En Famara existe una divisoria principal muy definida, desplazada hacia el este de modo visible, que se desarrolla a lo largo de una línea que partiendo desde Punta Fariones, prosigue por Batería, Guatifay, El Gallo, Matos Verdes, Mtna. Ganada, Peñas del Chache y termina en el Morro del Hueso. En Los Ajaches, sin embargo, aunque existe una línea divisoria de aguas principal —que parte desde Pico Naos y se desarrolla a través de los Picos de la Oveja, de Las Flores, de Los Cuervos, de La Aceituna, Redondo, Morro de los Dises, Hacha Grande, Montaña de la Breña Estesa, para terminar en el sector de Los Morros de Hacha Chica—, pueden observarse también otras dos líneas secundarias, que se desarrollan entre Caldera Riscada y La Atalaya de Femés, y entre Montaña de La Cinta y Montaña de El Cabo. En conjunto, por tanto, mientras Famara muestra una organización hidrogeográfica más bien simple, establecida en dos vertientes bien delimitadas, aunque de diferente extensión superficial, en Los Ajaches por el contrario, las redes muestran una articulación espacial algo más compleja, en la que no es tan clara la división según vertientes debido a la existencia de cauces cuyo drenaje se efectúa tanto al norte como al sur. No obstante, dado que las cuencas de este macizo que drenan hacia el oeste corresponden siempre a las peor definidas espacialmente y a las de menor entidad morfológica, puede decirse que el drenaje de este macizo se efectúa también de modo preferente hacia el este.

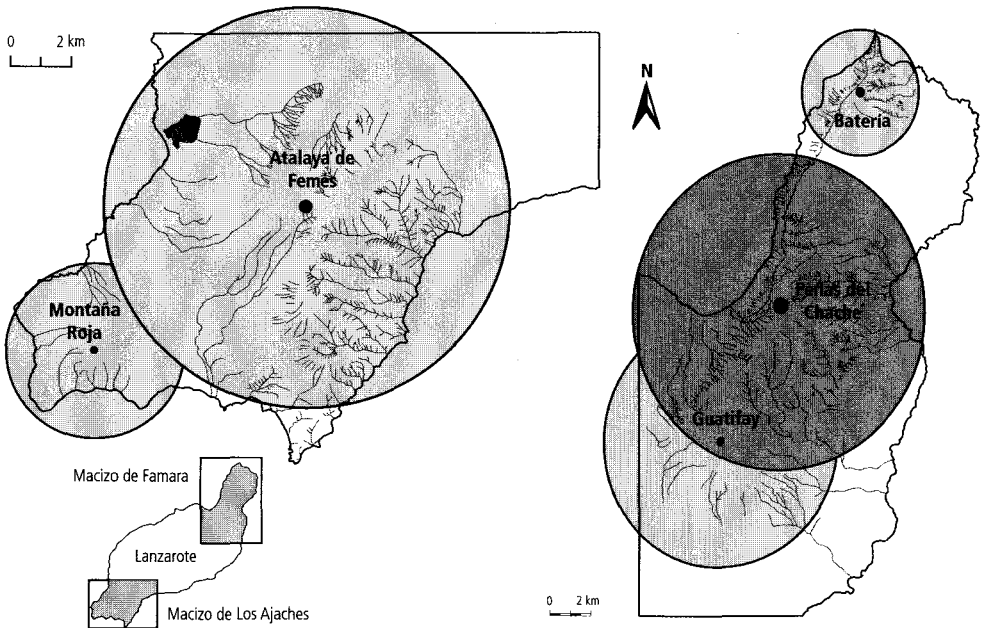


Figura III.8.- Organización espacial de las redes de drenaje de Los Ajaches y de Famara

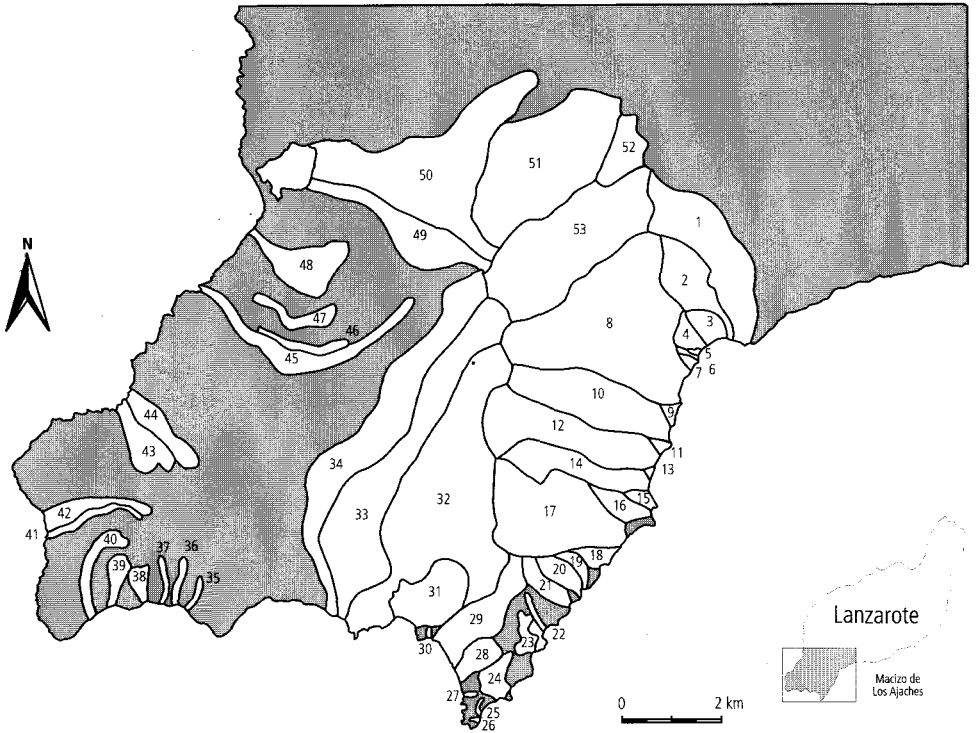
El análisis de estas redes a mayor escala (Figura III.8) pone de manifiesto que esta organización de conjunto puede matizarse tanto en un macizo como en otro. De este modo, en Los Ajaches se distinguen un total de 53 unidades de drenaje, con 571 cauces, que se articulan de modo preferente y de forma radial en torno al sector de Pico Redondo y La Atalaya de Femés, que con 561 y 609 m respectivamente, representan los puntos culminantes del macizo. De modo secundario, existe otra área definida por los pequeños y pocos destacados talwegs dispuestos en torno a Montaña Roja. En Famara, el sistema de drenaje está constituido por un total de 49 cuencas y 531 cauces, y muestra caracteres menos compactos, organizándose en torno a tres puntos fundamentales, uno situado en el sector septentrional (Bateria, 481 m), otro localizado en el área centro-meridional del macizo, donde se alcanzan las ma-

yores cotas altitudinales (Peñas del Chache, 672 m), y el último en el Volcán de Guanapay. A partir de estos tres puntos la red muestra una disposición groseramente radial o en abanico más o menos acentuado.

Como se puede observar a través de los dos mapas siguientes (Figuras III.9 y III.10), tanto en un macizo como en otro, aunque con diferencias en sus extensiones superficiales relativas, abundan zonas no integradas en la red de drenaje superficial jerarquizado y que presentan caracteres arreicos o endorreicos. Su origen está siempre vinculado al desarrollo de procesos eruptivos plio-pleistocenos, por lo que en estos espacios lo fundamental del relieve está relacionado con la presencia de volcanes y coladas de lava de mayor juventud geológica, pues la erosión no ha tenido tiempo suficiente para elaborar una red de drenaje desarrollada.

En otros macizos antiguos de Canarias, el desmantelamiento torrencial continuado, desde fines del Mioceno, ha favorecido el desarrollo de cuencas de drenaje bien definidas y con límites hidrográficos y topo-

gráficos netos que afectan a la práctica totalidad del territorio. Como consecuencia, en estos ámbitos, las áreas sin drenaje concentrado, o en fases aún incipientes, suponen menos del 7% del total de su superficie



- | | | |
|-----------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| 1.- Bco. Las Casitas-Pico Naos | 19.- Bco. de Las Pilas | 37.- Bco. Montaña Baja |
| 2.- Bco. de Naos | 20.- Bco. El Pimentero | 38.- Bco. La campana |
| 3.- Bco. de Playa Quemada | 21.- Bco. Morros del Hacha Chica | 39.- Bco. La Mulata |
| 4.- Bco. de La Corona | 22.- Bco. Torreta-Caleta Larga | 40.- Bco. Montaña Roja |
| 5.- Bco. de la Playa de La Arena | 23.- Bco. El Pasito | 41.- Bco. Caleta Negra |
| 6.- Bco. de Las Coronas 1 | 24.- Bco. Puerto de Muela de Abajo | 42.- Bco. Calvario de José Antonio |
| 7.- Bco. de Las Coronas 2 | 25.- Bco. Caleta del Congrio | 43.- Bco. Monturrios Pardos |
| 8.- Bco. del Higueral | 26.- Bco. Pta. de Papagayo | 44.- Bco. Rincón del Palo |
| 9.- Bco. Paso de la Cruz | 27.- Bco. Papagayo | 45.- Bco. Cortijo de La Mareta 1 |
| 10.- Bco. de La Casita | 28.- Bco. del Pozo | 46.- Bco. Cortijo de La mareta 2 |
| 11.- Bco. de Los Haches | 29.- Bco. Playa Mujeres | 47.- Bco. Los Roques |
| 12.- Bco. de Los Dises | 30.- Bco. Papagayo 2 | 48.- Bco. Las Peñitas |
| 13.- Bco. sin topónimo | 31.- Bco. Las Coloradas | 49.- Bco. La Atalaya de Femés |
| 14.- Bco. Parrado | 32.- Bco. Hacha Grande | 50.- Bco. Vega Nueva-Salinas |
| 15.- Bco. de La Punta del Garajao | 33.- Bco. Casas de Masión | 51.- Valle de Fenauso |
| 16.- Bco. Caletas del Fuego | 34.- Bco. El Berrugo | 52.- El Vallito de Uga |
| 17.- Bco. Juan Perdomo | 35.- Bco. El Cachazo | 53.- Valle de Femés |
| 18.- Bco. Paso del Andrés | 36.- Bco. Baja Montaña | |

Figura III.9.- Identificación de las unidades de drenaje del Macizo de Los Ajaches

—Macizo de Teno, 6,21% y Macizo de Anaga 1,14%, ambos en Tenerife—. En Lanzarote, por el contrario, la mayor impronta espacial de las fases volcánicas recientes en el marco de los macizos, ocasiona que los espacios sin drenaje jerarquizado

o aún en estadios muy incipientes supongan en torno al 40% de la superficie total de los mismos. Este hecho constituye un rasgo esencial de los caracteres hidrográficos de los macizos de esta isla, que se manifiesta de modo claro en los rasgos mor-

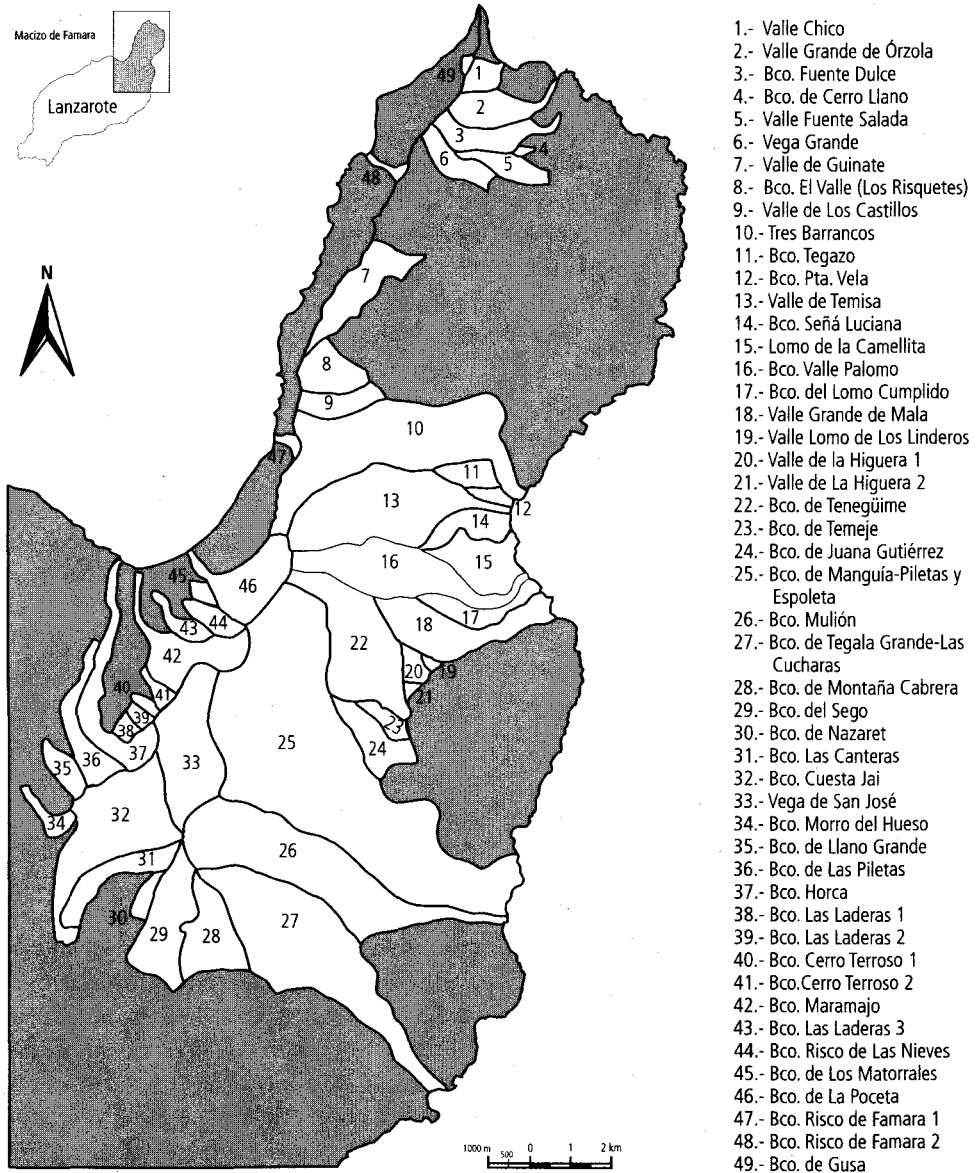


Figura III.10.- Identificación de las unidades de drenaje del Macizo de Famara

fológicos que definen a estas estructuras y que permiten contraponer las áreas más antiguas con drenaje desarrollado, las áreas pliocenas con una red de barrancos menos densa, jerarquizada y encajada y los sectores carentes de cauces correspondientes al volcanismo cuaternario.

De este modo, Los Ajaches, con una superficie total de 107,81 km², muestra un área con drenaje jerarquizado de 71, 85 km², lo que supone que el 33,34% de su extensión está caracterizada por la carencia de drenaje superficial concentrado; Famara, con un área total de 216, 16 km², posee una extensión drenada de 123,24 km², lo que significa que una parte muy importante de su territorio, el 43% (92,92 km²), carece de drenaje jerarquizado. Especialmente, estas áreas aparecen concentradas en Los Ajaches en todo su dorso oriental y septentrional, de modo que es en esas zonas donde los rasgos de las redes de drenaje están profundamente vinculados al volcanismo más reciente. En Famara, los procesos eruptivos de esta edad se han desarrollado de forma mayoritaria sobre su dorso occidental y meridional, por lo que la alternancia entre espacios bien drenados y de drenaje incipiente es mucho más manifiesta.

A.2.- Los factores que controlan la morfología y la articulación espacial de la red

Esta particular articulación espacial de las cuencas de drenaje está condicionada tanto por factores de índole estructural como morfoclimático, apareciendo ligada fundamentalmente al importante desmantelamiento sufrido por los edificios terciarios, que ha hecho desaparecer, casi en su totalidad, sus vertientes orientales y a la diferente impronta que el volcanismo cuaternario posee en cada una de las vertientes.

Además, factores estructurales como el buzamiento, la disposición y la potencia de las capas, con variada presencia de niveles piroclásticos, los contrastes litoestructurales entre las distintas secuencias de formación de los macizos, grado de antigüedad de los materiales, volumen y altitud de los conjuntos originales, determinan la existencia de contrastes espaciales marcados que se manifiestan de modo neto en la peculiar distribución de los barrancos y en los rasgos particulares de los distintos valles de ambos macizos.

La morfología de los valles y barrancos de estos espacios muestra una enorme variedad que es resultado del acomodo de los procesos de erosión a los rasgos de los edificios volcánicos, por lo que corresponden a formas que presentan un control estructural muy claro. Pero, además, la inserción de volcanes plio-pleistocenos en ámbitos caracterizados por volcanismo antiguo y una densa red de barrancos, determina que en el interior de los macizos existan valles labrados sobre la Serie I cuya evolución y morfología está muy vinculada al desarrollo de erupciones de Series posteriores.

El papel jugado por estos procesos eruptivos en las redes de barrancos preestablecidas es bastante desigual para ambos macizos. De este modo, mientras que una buena parte de los grandes barrancos elaborados sobre la Serie I de Los Ajaches apenas ha estado interferida por el desarrollo de las erupciones volcánicas plio-pleistocenas, en Famara la incidencia de estos procesos eruptivos ha sido tan importante que de las 33 cuencas que definen su dorso oriental, 7 están labradas directamente sobre materiales plio-cuaternarios y otras 20 muestran rasgos de haber estado interferidas en algún momento de su evolución por manifestaciones eruptivas de esta edad, aun-

que la transformación operada en ellas no revista siempre los mismos caracteres. Dejando fuera del cómputo las cuencas labradas en rocas plio-pleistocenas, las cuencas talladas sobre la Serie I y que aún en la actualidad muestran su drenaje interrumpido por conos y coladas volcánicos ascenden, en Famara, a un total de 13 —Bco. de Fuente Dulce, Bco. de Cerro Llano, Valle Fuente Salada, Vega Grande, Valle de Guinate, Bco. El Valle (en el sector de Los Risquetes), Valle de Los Castillos, Valle Lomo de Los Linderos, Valle de la Higuera 1 y 2, Bco. de Teneguime, Bco. de Temeje y Bco. de Juana Gutiérrez—, mientras que en Los Ajaches, sólo 4 presentan estos caracteres —Bco. Vega Nueva-Salinas, Valle de Fenauso, El Vallito de Uga y Valle de Femés—.

De otro lado, también la distribución y la organización espacial actual de las redes de drenaje establecidas en estos territorios, así como algunos de sus rasgos más espectaculares, están condicionadas por el diferente grado e intensidad con que la dinámica litoral ha actuado a lo largo del tiempo en las costas de los edificios volcánicos mio-pliocenos. Ello ha ocasionado un retroceso de los mismos con caracteres diferenciados según vertientes, que determina que las áreas drenadas de los dos macizos se desarrollen de modo preferente en los dorsos conservados centro-septentrionales y orientales de Los Ajaches y exclusivamente orientales en Famara. De este modo, es en estos espacios donde se concentra más del 50% de las cuencas, correspondiendo éstas, además, a las de mayor extensión superficial y desarrollo.

Como consecuencia de todos estos factores, estructura y disposición de los materiales, grado de incidencia del volcanismo reciente, grado de interferencia de los procesos erosivos torrenciales y marinos etc., el sistema de drenaje de los macizos antiguos de esta isla, aunque con pautas comunes, muestra caracteres diferenciados.

A.3.- Los rasgos morfométricos

Un primer paso en el estudio de los sistemas de drenajes desarrollados en los macizos antiguos es inventariar y caracterizar los diferentes tipos de cauces y cuencas que los integran. Para ello, es necesario llevar a cabo la realización de estudios de carácter morfométrico. El objetivo de este tipo de análisis es la descripción sistemática de las formas de relieve, mediante la recogida de datos precisos de los caracteres topográficos de la red de drenaje y de las cuencas hidrográficas (López Bermúdez *et al*, 1988)³; el posterior análisis de dichos datos permite la comparación cuantitativa de los caracteres principales de las distintas cuencas y redes en un territorio dado, o incluso entre espacios distantes geográficamente entre sí.

Los estudios de este tipo son complejos y laboriosos, pues las variables analizadas para cada unidad de drenaje son numerosas⁴ y los conceptos científicos utilizados no son siempre fácilmente comprensibles por el público en general. Por ello, aunque hemos llevado a cabo un análisis morfométrico completo, hemos procurado simplificar al máximo los resultados obtenidos, ciñéndonos aquí al comentario de las variables más asequibles.

³ López Bermúdez, F.; Navarro Hervás, F.; Romero Díaz, M^a Asunción; Conesa García, C.; Castillo Sánchez, V.; Martínez Fernández, J. y García Alarcón, C (1988): *Geometría de cuencas fluviales: Las redes de drenaje del Alto Guadalestín*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Instituto Nacional para la Conservación de la Naturaleza. Proyecto Lucdeme IV, p. 37.

⁴ En el análisis de este tipo efectuado sobre los macizos antiguos de la isla, basado en la cartografía topográfica 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional, se han recogido un total de 5.300 datos, que han sido tratados y analizados como es la norma habitual en los estudios de morfometría de redes y cuencas de drenaje.

Los datos obtenidos tras el tratamiento matemático de factores tales como orden⁵, área, anchura, altitud máxima y mínima de las cuencas de drenaje⁶, o de longitud y pendiente de los cauces principales, entre otros, nos permitirán establecer los rasgos generales que caracterizan a las distintas unidades de drenaje de los macizos y conocer hasta que punto cuencas y redes aparentemente similares lo son en realidad.

El sistema hidrogeográfico de los macizos antiguos de la isla consta de un total de 1.102 cauces organizados en 102 cuencas de drenaje de muy desiguales rasgos morfológicos. Si bien los rangos de variación de las superficies de las cuencas oscilan entre los 0,02 y los 22,7 km², más de la mitad ellas (55,8%) corresponden a cuencas pequeñas y muy pequeñas, con superficies por debajo de 1 km². No obstante, aunque el número de cuencas con superficies inferiores a 1 km² es mucho más importante, en realidad, éstas apenas si poseen unos 18 km² (sólo un 9, 2 % del territorio de los macizos), mientras que la superficie ocupada por las cuencas de más de 5 km², representa un 54% del territorio total de los macizos. Si a éstas les añadimos

las comprendidas entre 3 y 5 km², el territorio se amplía hasta un 65,8%. Así, pues, resulta evidente que el sistema de drenaje de los macizos se articula de modo preferente en torno a unas pocas cuencas, pero de gran extensión superficial.

El estudio comparado de los dos macizos pone de manifiesto algunos hechos de interés. Así, Los Ajaches posee tanto un mayor número de cuencas como de cauces, —53 cuencas y 571 cauces, frente a los 49 y 531 de Famara—, pero éstos ocupan un área muy inferior, de sólo 71,85 km², frente a los 123,24 km² de Famara. Ello significa que en Los Ajaches las cuencas son de menor extensión superficial, con una media de 1,36 km², y que además, como consecuencia de ello, en este macizo las densidades medias de drenaje⁷ son superiores, del orden de los 5,21 cauces por km², en comparación con los 3,51 cauces por km² de Famara. Por otro lado, tanto la longitud total de los cauces de Los Ajaches (con una media de 4,59 km) como la longitud de los cauces principales⁸ —con medias de 1,82 km— muestran valores más bajos que los alcanzados en el Macizo de Famara —con medias de 6,05 y 2,80 km, respectivamente—.

Cuencas	Macizo de Los Ajaches				Macizo de Famara			
	Nº cuencas	%	Superficie en km ²	%	Nº cuencas	%	Superficie en km ²	%
< 1 km ²	35	66,03	9,139	12,71	22	44,89	8,88	7,20
1- 3 km ²	10	18,66	17,83	24,81	15	30,61	30,8	24,99
3-5 km ²	2	3,77	7,92	11,02	4	8,16	15,01	12,17
> 5 km ²	6	11,3	37	51,48	8	16,32	68,55	55,62
Totales	53		71,85		49		123,24	

Cuadro III.1.- Número y superficie de las cuencas hidrográficas de los macizos antiguos de Lanzarote según intervalos de extensión superficial

⁵ El orden de una cuenca hace referencia al grado de organización de una cuenca hidrográfica determinada. Un cauce de orden 1 es aquel que no tiene ningún tributario. Cuando dos cauces de orden 1 confluyen, el cauce resultante se denomina de orden 2, y así sucesivamente. En Lanzarote, los valores jerárquicos más elevados no superan nunca el orden 4.

⁶ Las cuencas hidrográficas constituyen unidades territoriales, con límites más o menos claramente definidos, drenadas por un conjunto de cauces que vierten sus aguas, y los materiales arrastrados por ellas, hacia un punto común.

⁷ La densidad de drenaje puede definirse como la longitud media de cauces en el interior de una cuenca por unidad de superficie.

⁸ El cauce principal es el cauce de mayor longitud de una cuenca. Se obtiene partiendo desde la desembocadura y escogiendo en cada bifurcación el afluente de mayor longitud.

Pese a estas desigualdades de superficie, densidad de drenaje, número de cauces y longitud de los cauces principales, en

ambos macizos las cuencas de mayor desarrollo espacial coinciden con las que muestran los mayores órdenes jerárquicos,

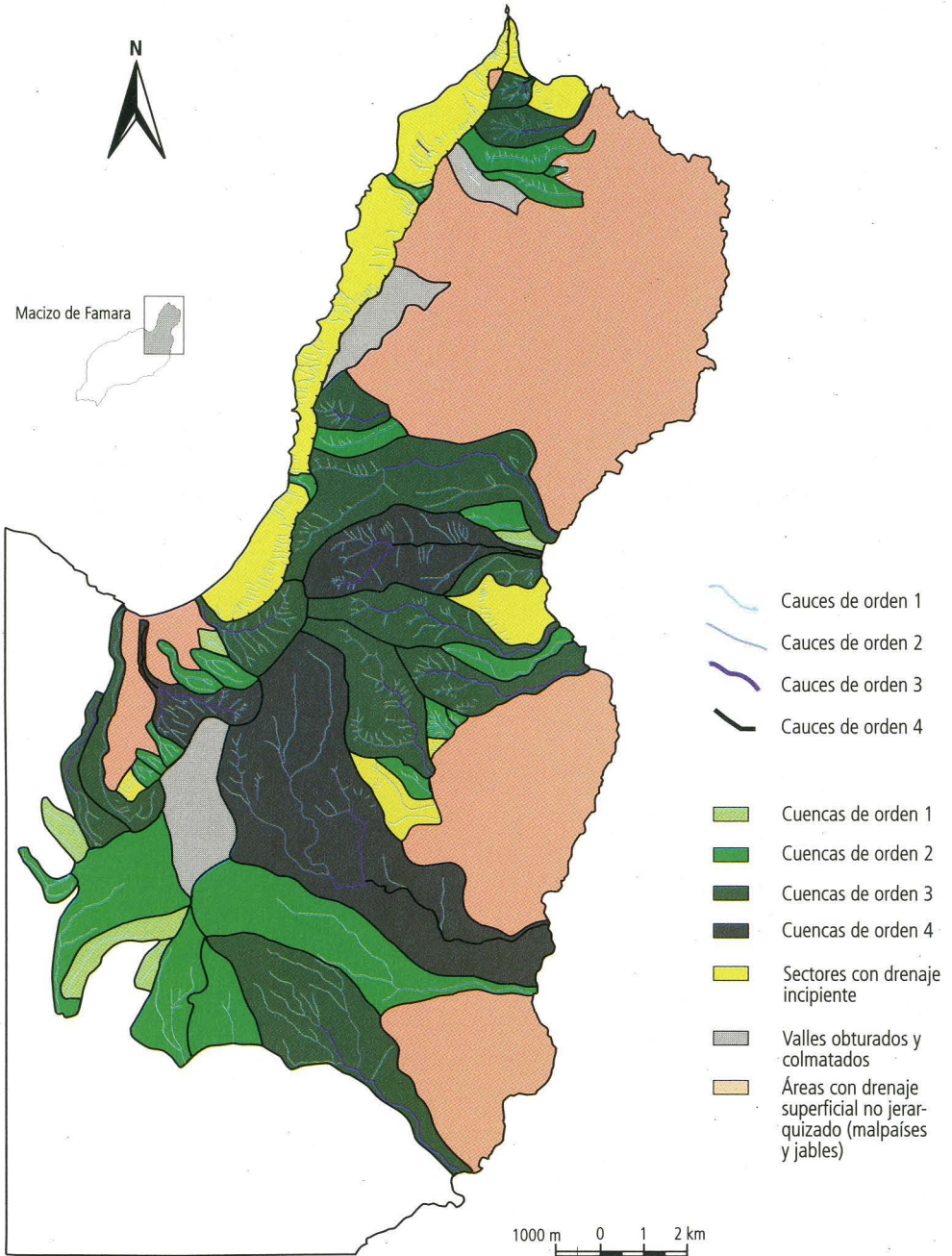


Figura III.11.- Órdenes de los cauces y jerarquía de la red del Macizo de Famara

alcanzando valores máximos de 4. Ahora bien, en Los Ajaches todas las cuencas de superficie comprendida entre 1 y más de 5 km², alcanzan valores jerárquicos más elevados que en Famara. Si como señalan López Bermúdez *et al* (1988), el orden de la cuenca indica el grado de desarrollo de la red de drenaje, la mayor jerarquía general de las cuencas de Los Ajaches estaría denotando un mayor desarrollo de sus cuencas, lo cual, en principio, parece coherente con la mayor antigüedad relativa de este macizo.

No obstante, aunque el grado de desarrollo sea acorde con la mayor o menor antigüedad de los materiales sobre los que se labran los cauces —o así al menos parecen

ponerlo de manifiesto las cuencas de orden 4 de Temisa, en Famara y del Higueral y Juan Perdomo en Los Ajaches—, no todos los cauces incididos sobre materiales de edades similares poseen órdenes jerárquicos iguales. Conviene no olvidar, por tanto, que el grado de jerarquía de las redes puede estar, y de hecho lo está, mediatizado por la mayor o menor vulnerabilidad del terreno sobre el que se labran los cauces (Bco. de La Poceta) o bien se asocia a un aumento del mismo por confluencia de cuencas, en origen con drenajes separados, producida por procesos de obturación generados por conos y coladas plio-cuaternarias (Cuenca de Manguía, en Famara y cuenca de Vega Nueva-Salinas, en Los Ajaches).

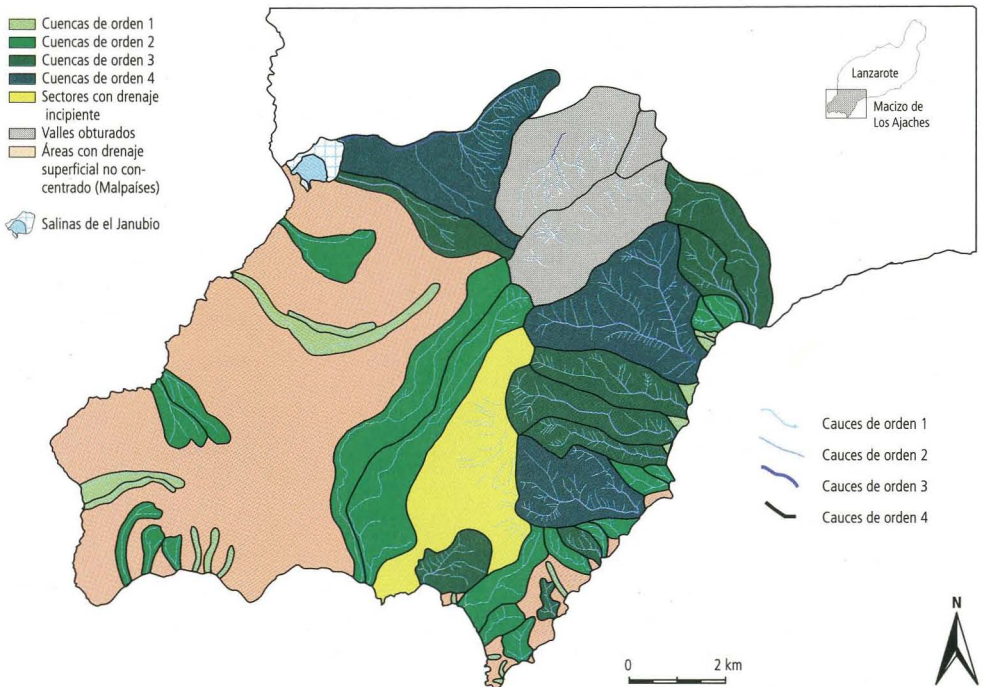


Figura III.12.- Órdenes de los cauces y jerarquía de la red del Macizo de Famara

La aplicación de los distintos índices que definen cuantitativamente las formas de las cuencas pone de manifiesto la escasez de cuencas de planta redonda y el predominio acusado de cuencas de forma alargada y muy alargada. Por lo general, las más alargadas corresponden a las unidades de drenaje labradas sobre materiales volcánicos de edad plio-pleistocena —Bco. de El Berrugo y de Caleta Negra, en Los Ajaches; Bco. Mulión, en Famara—, mientras que las de carácter cuadrado o cercanas a circulares se asocian a las unidades hidrográficas de pequeño tamaño que se disponen en los sectores más bajos de ambos macizos entre las desembocaduras de las cuencas de mayor desarrollo —cuencas nº 9 y 13 de Ajaches y 21 de Famara—, o a sectores donde se han producido interferencias con la actividad volcánica más reciente —Valles de Femés y Fenausó en Los Ajaches y Bco. de El Valle, en Famara—. En cualquier caso, parece evidente que este carácter marcadamente alargado de la mayor parte de las cuencas que configuran ambos macizos es reflejo del importante control que las estructuras han impuesto a los fenómenos de excavación.

El estudio conjunto de las distintas variables morfométricas que caracterizan a las cuencas existentes en los macizos antiguos de Lanzarote permite la diferenciación de al menos, ocho grandes tipos de unidades de drenaje:

I.- Configuran cuencas que muestran las superficies drenadas de mayor extensión superficial de ambos macizos, con máximas de 22,76 km² y mínimas de 5,44 km², y con longitudes y anchuras notables que oscilan entre los 5 y los 9 km, en Famara, y entre 3 y 4 km, en Los Ajaches. Las redes de estas cuencas alcanzan jerarquías altas, 3 ó 4, y son siempre de notable asimetría, presen-

tando cauces principales con pendientes variables según tramos, mayores en los sectores de cabecera y tramos altos y menor en los tramos medios y bajos. La longitud de los cauces principales es por lo común notable, llegando alcanzar valores en torno a los 13 km. Constituyen valles articulados en torno a dos sectores, uno superior con límites hidrográficos y topográficos netos y otro inferior donde estos límites se vuelven imprecisos. Sin duda, el barranco que mejor representa a este grupo es el de Manguía-Piletas, en Famara.

II.- Unidades de drenaje de superficies medias siempre superiores a los 5 km² —entre 6,5 y 7 km²— y longitud y anchura entre 5 y 7 km, y entre 2 y 4 km, respectivamente. Los cauces principales, de trazados rectilíneos, muestran longitudes entre 4 y 5 km y pendientes medias entre 125 y 150 m/km (12°). En estas cuencas se alcanzan los valores de jerarquización más elevados de ambos macizos (orden 4), muestran cabeceras lobuladas y polilobuladas, que arrancan de las mayores cotas altitudinales de los dos macizos, y poseen valles laterales de cierta entidad. Los valles más emblemáticos de esta categoría son El Valle del Higueral, localizado en el sector oriental del Macizo de Los Ajaches y el de Temisa, en Famara.

III.- Cuencas de orden 3, de extensión variable, pero que corresponden en ambos macizos a las de superficie media, con valores entre 4 y 6 km² en Famara y entre 1,5 y 3 km² en Los Ajaches. Son cuencas de longitudes elevadas, entre 3 y 5 km, ligeramente inferiores a la categoría anterior, y desarrollos transversales del orden de 1,5 km. Los barrancos principales poseen longitudes entre 3 y 4 km, aunque de modo excepcional alcanzan valores en torno a los 5 km, y pendientes medias entre 100 y 200

m/km (18°). Se trata de valles de trazados por lo común rectilíneos, sin cauces laterales importantes y cabeceras simples talladas a más de 500 metros de altitud. Los valles de El Palomo, en Famara y de Los Dises, en Los Ajaches, muestran estos caracteres.

IV.- Se trata de unidades de drenaje de superficie muy pequeña, inferior a 1 km² como norma, aunque las más desarrolladas pueden llegar incluso a 3 km², con anchuras que oscilan entre los 500 m y los 2,4 km, y longitudes muy variables comprendidas entre 1,5 y 4 km. La longitud media de los cauces es de 2 km, aunque existen barrancos que pueden tener recorridos de más de 6 km. El hecho que permite diferenciar esta categoría de las restantes es que, en todos los casos, las pendientes medias de los cauces alcanzan los valores más altos del conjunto de los macizos, con medias en torno a los 375 metros (72°) y máximas de 1.017 m/km. El Barranco de el Risco de Las Nieves, en Famara, representa el prototipo de esta categoría.

V.- Cuencas de superficie escasa —con medias en torno a 1 km², y valores máximos de 1,63 km²—, con longitud media del orden de 2 km y anchura transversal siempre inferior a 1 km —con medias de 600 metros—. Los cauces principales poseen longitudes entre 2 y 3 km y pendientes medias elevadas de 325 m/km (19°), presentando trazados rectilíneos. Corresponden a cuencas sin valles laterales importantes, que muestran órdenes jerárquicos bajos —con valores de 2, aunque excepcionalmente pueden llegar a alcanzar 3— y cabeceras simples instaladas en torno a 400 metros de altitud. El modelo tipo de esta categoría lo constituye el Barranco de Fuente Dulce, localizado en el sector septentrional de Famara.

VI.- Corresponden a unidades de drenaje de superficie muy pequeña, con valores medios de sólo 0,38 km² y máximos de 1,4 km², de órdenes 1 ó 2, y sólo en muy raras ocasiones 3, y longitudes y anchuras medias inferiores a 1 km y 0,4 km, respectivamente. Los cursos principales muestran recorridos muy cortos siempre por debajo de 1 km, con pendientes medias del orden de 122 m/km (11°), y parten de cabeceras simples que, en ningún caso, sobrepasan los 300 metros de altura. El Barranco de Morros del Hacha Chica, en Los Ajaches, puede ser tomado como modelo de esta categoría.

VII.- Lo más característico de estas cuencas es que nunca drenan de forma directa al mar —estableciéndose los puntos más bajos de las mismas a altitudes comprendidas entre los 90 y los 300 m en Los Ajaches, y en torno a los 300 m en Famara— y que sus cabeceras coinciden siempre con collados o degolladas acentuadas de la línea de cumbres principales de ambos macizos. Presentan superficies y anchuras muy variables que oscilan entre 1 y 5 km² y entre 2 km y 500 m, respectivamente. La mayoría de ellas carecen de talwegs bien definidos, así como de tributarios desarrollados; no obstante, cuando éstos están presentes los órdenes de jerarquía alcanzados son bajos, con valores de 1 ó 2. Barrancos que poseen estos caracteres son los de Guínate, en Famara, y Femés, en Los Ajaches.

VIII.- El rasgo más destacado de este último tipo es que se trata de unidades de drenaje sin límites hidrográficos y topográficos netos, donde se labran barrancos poco desarrollados, de órdenes bajos (1 ó 2), que muestran articulaciones más o menos radiales a partir de un punto central. Tanto las longitudes y las anchuras de las cuencas, como las de los cursos principales, muestran rasgos morfométricos muy

variados, pero en todos los casos, poseen cabeceras poco desarrolladas, que corresponden a incisiones simples, y talwegs encajados, con vertientes laterales abruptas de escasa altura media —inferiores por lo común a la decena de metros—. El Barranco de El Berrugo, en Los Ajaches, podría constituir el tipo más característico de esta categoría.

A.4.- Los rasgos morfológicos

Como se intuye ya a partir de sus rasgos morfométricos, uno de los caracteres más destacados de los macizos antiguos de esta isla es la gran variedad geomorfológica de los valles que los configuran. Esta heterogeneidad morfológica parece obedecer a la combinación de factores diversos entre los que destacan: las características de las estructuras volcánicas originales, la mayor o menor antigüedad de los materiales sobre los que se labran, el tiempo durante el cual ha operado la erosión sin interferencia con procesos eruptivos, el grado de interferencia entre éstos y los erosivos, la incidencia de la dinámica litoral y, por último, las interrelaciones producidas entre fases paleoclimáticas de distinto signo (Romero, 1987; Martínez de Pisón y Quirantes, 1990; Criado, 1993).

La carencia de mapas geológicos detallados impide una correlación espacial precisa entre los rasgos morfométricos y morfológicos de la red de barrancos y el contexto litoestructural en el cual se han labrado. No obstante, como ocurre en otros macizos volcánicos antiguos del archipiélago, tanto la edad de los materiales como los rasgos de las estructuras sobre los que se han desarrollado los barrancos influye de forma decisiva en su configuración (Criado, 1990). Las observaciones llevadas a cabo sobre el territorio insular permiten

establecer grosso modo dichas relaciones. Es evidente que los sectores más desmantelados son los que se relacionan con el afloramiento de los materiales más antiguos, pero las relaciones son mucho más numerosas y complejas que este simple hecho. Así, cada uno de los tipos morfométricos establecidos se asocia, en realidad, a ámbitos de caracteres geológicos diferenciados. Los tipos II, III, IV, V y VI se relacionan siempre con sectores donde aflora la Serie I; el I y VII corresponden a cuencas labradas sobre materiales de la Serie I pero con interferencias volcánicas posteriores. En la última categoría se agrupan todas aquellas cuencas talladas directamente sobre materiales pliocuaternarios. La mejor definición de las secuencias cronoestratigráficas del Macizo de Famara con respecto al de Los Ajaches permite establecer correlaciones más precisas entre la morfología de sus valles e interfluvios y los rasgos geológicos. No obstante, la utilización de criterios geomorfológicos en el sector de Los Ajaches, evidencia que también en este macizo existen variaciones cronoestratigráficas sustanciales que se manifiestan de modo claro en la morfología de algunos de sus valles.

Las relaciones existentes entre los rasgos estructurales y las redes de drenaje de Los Ajaches y de Famara son evidentes y se constatan en múltiples aspectos que van desde su articulación y organización espacial hasta el tipo y morfología de los valles que las configuran.

De este modo, la dirección y el trazado que presentan los colectores principales labrados sobre la Serie I de ambos macizos se adaptan a las pendientes estructurales de los edificios originales y se disponen, de forma paralela o radial, según sectores, a partir de las líneas sumitales de ambos edi-

ficios, constituyendo redes de tipo consecuente⁹, en las que los cursos de agua corren en el mismo sentido en que buzan los estratos. No obstante, existen también colectores, aunque de menor entidad espacial, dispuestos paralelamente entre sí que muestran su trazado en sentido contrario al buzamiento de los estratos y que se han tallado sobre los escarpes occidentales que recorren ambos macizos. Este hecho se relaciona con los caracteres del desmantelamiento propios de Famara y Los Ajaches y es, por tanto, un fenómeno exclusivo de los macizos antiguos de esta isla. También en ambos espacios, los cauces instalados sobre materiales de las Series Pleistocenas muestran caracteres consecuentes marcados.

Dada la disposición y el trazado de la divisoria de aguas principal de ambos macizos, así como la diferencia en superficie y localización de los espacios cubiertos por coladas y conos del segundo ciclo volcánico, la importancia espacial de las cuencas consecuentes varía de un macizo a otro. Así, en Famara, de los 123,24 km² que suponen las áreas con drenaje jerarquizado del macizo, unos 109 km² (88 %) corresponden a cauces de carácter consecuente labrados en el dorso oriental y sólo 13,98 km² (11,34 %) a sectores con cauces que corren en sentido contrario al buzamiento y que se han tallado en el escarpe de El Risco. En Los Ajaches, aunque este fenómeno también está presente, su importancia espacial es significativamente menor, puesto que los cauces consecuentes labrados sobre la Serie I suponen sólo el 24% de la superficie drenada del macizo. Estas diferencias en el carácter de los cursos que

tallan ambos macizos deben relacionarse con el intervalo de tiempo durante el cual han operado los procesos torrenciales y, en consecuencia, con el distinto grado de control que las estructuras ejercen en la organización y trazado de las redes de drenaje actuales, siendo tanto menor dicho control cuanto mayor sea el intervalo de tiempo durante el cual operaron los procesos de desmantelamiento.

4.1.- Los tipos de barrancos

En función de sus particulares rasgos geomorfológicos, los barrancos de los macizos antiguos de la isla pueden ser agrupados en tres categorías principales, aunque no todas muestran la misma importancia espacial y el mismo significado morfológico. De este modo:

- La primera categoría está constituida por los valles que se labran en su totalidad sobre afloramientos de la Serie I;
- La segunda, por los valles desarrollados sobre superficies lávicas y conos volcánicos más o menos recientes.
- Por último, la tercera engloba a los que podríamos denominar como valles mixtos, correspondientes a barrancos cuyos tramos altos y medios se han tallado sobre la Serie I, pero cuyos tramos bajos y desembocaduras se instalan sobre afloramientos de rocas más recientes.
- A estas tres categorías principales, habría que añadir, además, los espacios sin drenaje superficial jerarquizado, caracterizados por la total ausencia de cauces, asociados a los malpaíses más recientes, o por la presencia de sectores endorreicos más o menos desarrollados, bien localizados fuera

⁹ Aunque el término de cauce consecuente se aplica siempre a cauces labrados sobre capas duras en el dorso de los relieves de cuestras, la disposición de los cauces en estructuras volcánicas de tipo monoclinas como las que nos ocupan, nos ha llevado a utilizar estos términos, aunque aquí la asociación de los cauces con el grado de dureza de las rocas no revista los mismos caracteres que en los relieves de cuestras.

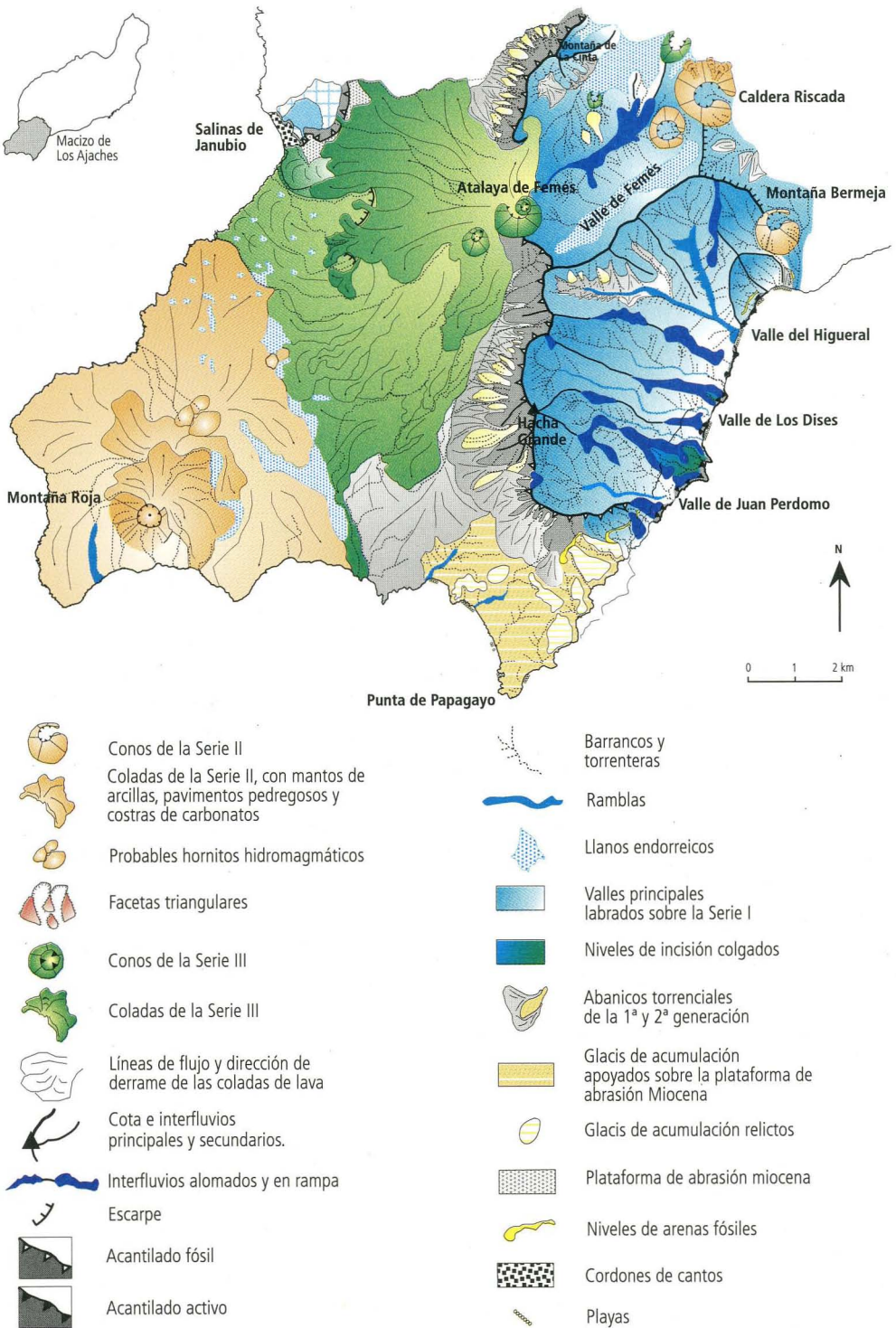


Figura III.13.- Mapa Morfológico de los Ajaches

de los límites de los grandes valles y relacionados con el cierre del drenaje de los mismos o bien insertos en las depresiones internas de los malpaíses más antiguos.

En ambos macizos tanto los barrancos tallados sobre la Serie I, como los labrados sobre las Series más recientes poseen valores similares, con un 75,27% el 72,86%, para los barrancos de la Serie I de Los Ajaches y Famara respectivamente, y un 24,73% y un 27,14% para los barrancos plio-pleistocenos. Los mapas morfológicos de ambas estructuras (figuras III.13 y III.20) ponen de manifiesto gráficamente todos estos caracteres.

a.- Los valles desarrollados en su totalidad sobre afloramientos de la Serie I

Corresponden a los valles labrados en los sectores donde los afloramientos de la Serie I muestran mayor continuidad y desarrollo espacial, por lo que caracterizan a los restos más compactos de los antiguos edificios y se asocian, de modo preferente, a los núcleos actuales de ambas estructuras, donde la interferencia con el volcanismo del segundo ciclo ha sido escasa o nula, o a los escarpes y plataformas dispuestos en su periferia. En ambos macizos los barrancos tallados sobre la Serie I representan más de un 70% de la superficie con drenaje jerarquizado, con valores del 75,27% y del 72,86%, para Los Ajaches y Famara respectivamente. Ahora bien, si dentro de los valles tallados sobre la Serie I, separamos los que han estado interferidos por el volcanismo plio-pleistoceno de aquéllos que no se han visto sujetos a este tipo de interferencias, las diferencias son sustanciales pues mientras que en Los Ajaches los valles de ese tipo representan sólo el 24,73% del territorio con drenaje jerarquizado, en Famara ese valor se multiplica,

hasta alcanzar un 65,19%. Ello pone de manifiesto, una vez más, la gran impronta que en este último ámbito poseen las manifestaciones eruptivas del segundo ciclo volcánico.

Por lo común, los valles desarrollados en estos sectores han sido caracterizados como valles en U, de fondo plano, vertientes suaves y de gran homogeneidad de formas. No obstante, un análisis detenido de los rasgos, tanto morfométricos como morfológicos, pone de manifiesto la existencia de marcados contrastes espaciales, que se observan de modo especial en su nivel de encajamiento, en la jerarquía de su red, en su densidad de drenaje, y en los caracteres de sus perfiles longitudinales y transversales. La gran heterogeneidad geomorfológica de estos valles podría obedecer a razones exclusivamente morfoclimáticas, pero dado que las distintas crisis climáticas afectaron de modo unitario al conjunto insular parece claro que esas variaciones morfológicas se deben sobre todo a factores de orden estructural.

a.1.- Los grandes valles en U

Los valles más desarrollados caracterizan a los sectores de ambos macizos donde afloran los materiales más antiguos de la Serie I y donde éstos están constituidos por secuencias estratigráficas muy homogéneas, con capas lávicas de escasa potencia y gran extensión y pocos niveles piroclásticos. Se trata de secuencias estratigráficas muy proclives al desmantelamiento y que han permitido a la erosión torrencial modelar formas suaves y alomadas y generar valles amplios y profundos que muestran los niveles de jerarquía y densidad de drenaje mayores de ambos macizos, correspondiendo a la categoría morfométrica II. Los valles del Higueral y Juan Perdomo, en

Los Ajaches, y de Temisa, en Famara, responden a estos caracteres.

Similares morfológicamente a los grandes valles en U de la isla de Fuerteventura, estas formas corresponden a cuencas amplias, caracterizadas por poseer cauces con perfiles longitudinales suaves de gran desarrollo y transversales de notable anchura, laderas inferiores de escasa pendiente y morfología panda y vertientes superiores alomadas. Son, al mismo tiempo, valles profundos, pues en ellos los desniveles altitudinales existentes entre los interfluvios y el fondo son de los más altos de

ambos macizos y están siempre en torno a los 300 metros. Separados por interfluvios en cresta muy desmantelados, estos valles tienen cabeceras polilobuladas y barrancos laterales de cierta importancia. Sus fondos planos, recorridos por ramblas casi desde sus cabeceras, están rellenos de sedimentos recientes y en sus laderas se desarrollan importantes masas detríticas que han dado lugar a conos torrenciales de diferentes edades; los más antiguos, profundamente incididos, muestran importantes revestimientos de caliches y se yuxtaponen a los más recientes, no encalichados.



Figura III.14.- El Barranco de Temisa muestra los caracteres típicos de los grandes valles en U de la isla de Lanzarote, con vertientes de topografía panda y fondos amplios recorridos por ramblas

Estas formas parecen ser resultado de la alternancia de fases húmedas, generadas por escorrentías concentradas de caudales abundantes, que favorecerían importantes procesos de excavación, y de situaciones ambientales de carácter semiárido, poco proclives al desarrollo de formas de incisión pero, en contrapartida, muy propensas al retroceso de las vertientes. Esta

alternancia favorecería la formación de clastos y su acumulación en las vertientes durante las etapas más xéricas y su desalojo durante las fases más húmedas. La actuación alternante de estas fases de distinto comportamiento morfogenético sobre una estructura proclive al desmantelamiento generaría la formación de valles profundos y amplios.

a.2.- Los valles largos, estrechos y profundos

La presencia en ambos macizos de capas lávicas de gran potencia, sin apenas niveles piroclásticos interstratificados, pertenecientes a las fases de construcción más recientes de la Serie I, determina la existencia de ambientes estructurales poco proclives al ensanchamiento, que, sin embargo, favorecen la formación de valles de gran recorrido longitudinal, estrechos, encajados y de gran profundidad. Estos

valles muestran perfiles transversales cerrados, en ocasiones constituidos como auténticos cañones, con cauces estrechos y vertientes laterales abruptas, cuya altura depende del espesor de las coladas o de los paquetes de coladas masivas sobre las que se labran. Aunque son valles profundos, los gradientes altitudinales entre los interfluvios y los cauces poseen valores significativamente menos elevados que los de los grandes valles en U, estableciéndose en torno a los 150 metros.

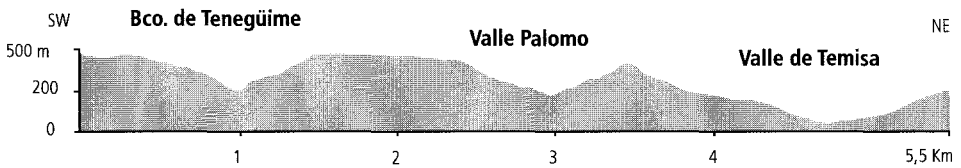


Figura III. 15.- El perfil transversal de los valles de Tenegüime, de Palomo y de Temisa muestra los diferentes niveles de encajamiento existentes entre ellos. En el gráfico se observan los menores gradientes altitudinales entre las cumbres y los fondos de los barrancos, así como el diferente perfil transversal, de los valles de Tenegüime y Palomo respecto a Temisa

Este menor encajamiento coincide además con un menor grado de jerarquización y densidad de drenaje, con perfiles longitudinales más acusados, contrastados y con frecuentes rupturas de pendiente, y con perfiles transversales más estrechos y escarpados. Un rasgo particular de estos valles es que los interfluvios que los separan muestran caracteres masivos, con culminaciones alomadas y pandas que contrastan de forma notable con los interfluvios en cuchillo de la categoría anterior. Por otro lado, además, se caracterizan por la carencia de rellenos sedimentarios importantes, que se ciñen casi de modo exclusivo a sus fondos.

Los valles muestran, por tanto, rasgos de menor desmantelamiento, que no

siempre depende de la mayor juventud del substrato sino también de los caracteres de la estructura geológica local sobre la que se labran. En Famara se asocian de modo evidente a los tramos donde afloran los materiales de la secuencia superior; en Los Ajaches, su vinculación con la existencia de capas muy potentes es manifiesta, por lo que se puede señalar que también allí se han tallado sobre las secuencias geológicas más recientes del macizo.

Tanto el Valle de Tenegüime, como el del Palomo, en Famara y los barrancos de Las Casitas, Los Dises y Parrado, en Los Ajaches, se adaptan a un ambiente estructural de este estilo. En ambos macizos los cauces principales de estos valles arrancan de cabeceras simples y mues-

tran un dibujo longitudinal no siempre rectilíneo; ahora bien, mientras que en Los Ajaches ese perfil es suave, en Famara muestra frecuentes rupturas de pendiente que coinciden con las discordancias principales y que ponen de manifiesto la existencia de una secuencia estratigráfica relativamente más compleja. Los tributarios de los valles principales son escasos y por lo común se quedan colgados o comunican con el cauce principal de forma abrupta a través de saltos pronunciados. Constituyen de forma frecuente valles asimétricos, con un mayor desarrollo de tributarios en una sola de las márgenes de los mismos.

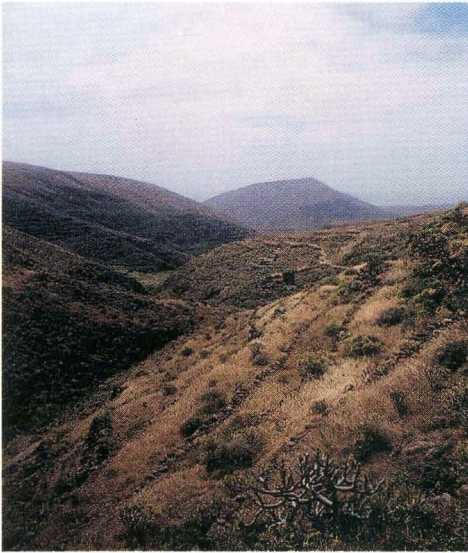


Figura III.16.- El barranco de Teneguïme muestra un perfil transversal cerrado como consecuencia de su adaptación a un ambiente estructural poco proclive a su ensanchamiento

El carácter de estos valles y su localización en los núcleos de los afloramientos actuales de la Serie I determinan que sean los barrancos de mayor aislamiento secular, configurando unidades fisiográficas prácticamente cerradas.

a.3.- Los pequeños valles en V

Se localizan de modo exclusivo en el sector más septentrional del Macizo de Famara, donde caracterizan a las cuencas del Valle Grande de Órzola, de Fuente Dulce y de Fuente Salada. Constituyen valles de pequeño tamaño que muestran cauces principales de perfiles longitudinales acusados y cortos, y perfiles transversales estrechos en forma de V.

La morfología de estos valles se debe a la combinación de varios factores. En primer lugar, a las diferencias existentes en la coherencia de las rocas sobre las que se han tallado; el desmantelamiento torrencial ha estado controlado por la presencia de coladas potentes y masivas caracterizando a la culminación de los interfluvios principales y a sus cabeceras, lo que ha dificultado el retroceso de las vertientes, al tiempo que el encajamiento de los cauces se veía favorecido por la presencia de roquedos más vulnerables, constituidos por la alternancia de capas piroclásticas intercaladas entre niveles lávicos de escaso espesor. De hecho, los perfiles transversales en V son más o menos cerrados en función de la presencia de sustratos lávicos o piroclásticos. En segundo lugar, el escaso recorrido longitudinal de estos valles obedece a la mayor intensidad de la acción erosiva del mar en las estribaciones septentrionales del macizo, que ha generado no sólo la formación de cantiles costeros de cierta entidad sino que ha hecho desaparecer los tramos medios y bajos de los barrancos originales, aunque su progresión gradual ha permitido la acomodación del perfil longitudinal de estos valles a los sucesivos niveles marinos.

Como consecuencia de todo ello, estos valles en V muestran cabeceras muy simples, donde se alcanzan los gradientes altitudinales más acusados, e interfluvios en

rampa de morfología alomada, hacia la parte superior de las cuencas, pero en crestas más o menos acusadas donde se ha producido el desmantelamiento de las coladas de gran potencia.

a.4.- Los valles Colgados

El gran retroceso experimentado por las costas de los macizos antiguos, como consecuencia de la acción marina, se pone de manifiesto a través de la existencia de valles o barrancos colgados. Estos corresponden a cursos de agua que caen al mar salvando desniveles importantes y cuya desembocadura primitiva ha desaparecido con parte de los edificios originales por el cambio de posición del litoral. Su presencia implica que la erosión marina ha sido mucho más activa y eficaz que el proceso de encajamiento torrencial que ha generado la formación de los valles.

Aun representando un espacio poco importante, debido a su reducida extensión superficial dentro de los macizos de Los Ajaches y Famara, los valles colgados poseen un especial significado morfológico por cuanto constituyen testimonios de antiguas redes de drenaje y, por tanto, de la existencia de niveles de erosión diferenciados, como también ha sido observado en la isla de La Gomera (Arozena, 1991). Asociados siempre a sectores donde se produce una brusca interrupción de los afloramientos de la Serie I, son valles que carecen de sus tramos medios y bajos y cuya desembocadura queda siempre colgada con respecto al nivel del mar actual, localizándose en la parte superior de los escarpes litorales.

En Famara sólo existen dos valles con estos caracteres que se localizan en el sector septentrional de Batería, en las cercanías de Punta Fariones; Valle Chico y un

barranco sin topónimo al que hemos denominado Barranco de Gusa, por su proximidad a la fuente del mismo nombre. El Barranco de Gusa, corresponde, en realidad a la cabecera de un antiguo barranco, cuyo drenaje se efectuaba hacia el noroeste y que ha quedado colgado en la parte alta de este tramo de el Risco de Famara, a unos 350 metros de altitud, como consecuencia del importante retroceso que el macizo ha experimentado hacia el oeste. La localización espacial, el trazado y el perfil del Barranco de Gusa, permiten calcular su nivel de base original y establecer, así, el retroceso aproximado de la costa en este sector. Presuponiendo que este barranco hubiese alcanzado su perfil de equilibrio y no existiesen rupturas de pendiente pronunciadas, el nivel de base obtenido remite a una situación previa en la cual el macizo se prolongaría unos 4,24 km hacia el noroeste de la línea costera actual. Este hecho indica que el perímetro costero del Macizo de Famara a inicios del Plioceno estaría localizado en el extremo más nororiental de la actual isla de La Graciosa, en torno al sector de la Punta de Pedro Barba. Se trata, por tanto, del único testimonio actual de la existencia de una red de drenaje labrada sobre la vertiente oriental del macizo hoy desaparecida.

El Valle Chico, conocido popularmente con el significativo nombre de "El Salto", muestra su desembocadura actual colgada a unos 40 metros de altitud y es resultado del retroceso de un acantilado que ha estado activo hasta épocas más o menos recientes. Estos dos valles, junto a la superficie superior culminante, ponen de manifiesto la existencia en Famara de varios niveles de erosión que traducen las sucesivas fases de encajamiento torrencial producidas en el macizo, con niveles de base también dife-

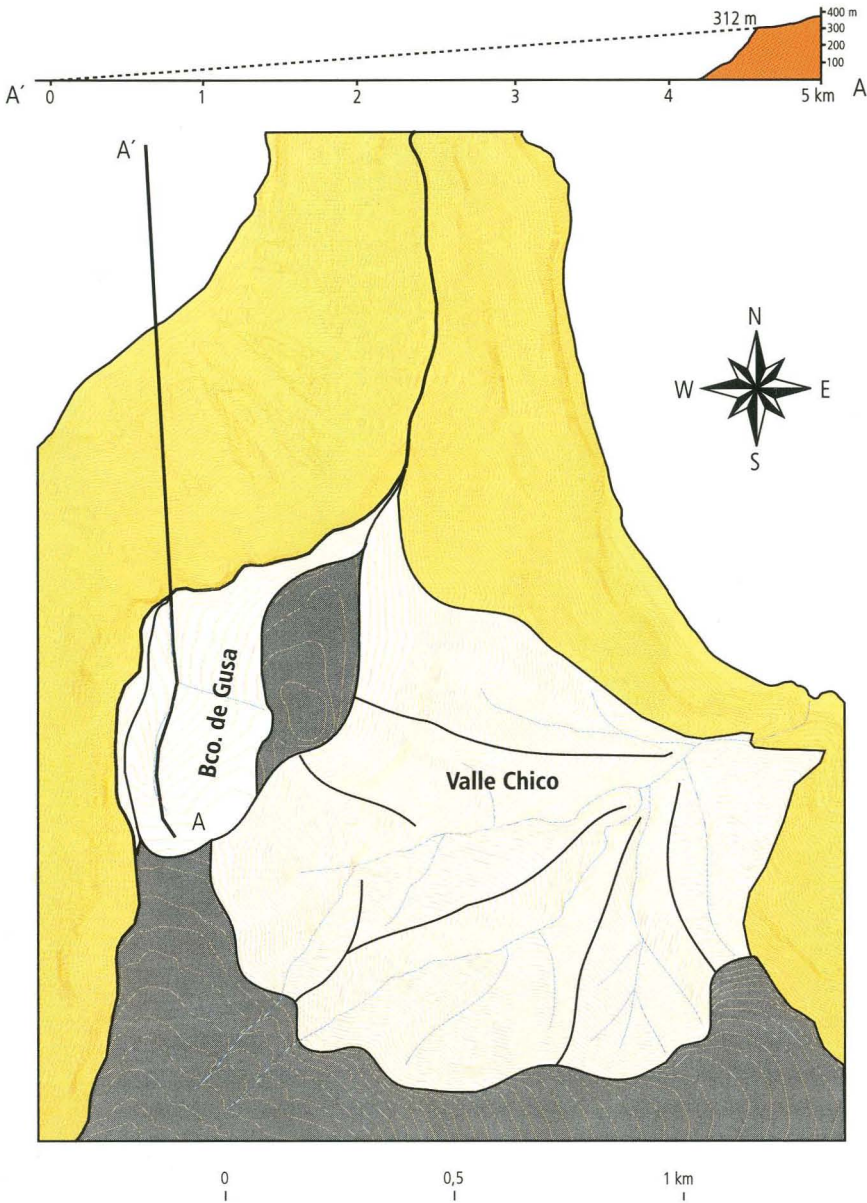


Figura III.17.- Los barrancos de Gusa y Valle Chico constituyen cuencas colgadas como consecuencia del retroceso por la acción marina de la estructura volcánica original. El trazado del primero permite calcular el retroceso aproximado del macizo en su sector septentrional

renciados y con unos caracteres semejantes a los descritos en la isla de La Gomera (Arozena, 1991) (Figura III.17).

Los valles colgados de Los Ajaches se asocian siempre con los cuchillos masivos y alomados que separan los barrancos de

La Casita, Los Dises, Parrado y Juan Perdomo. Estos pequeños barrancos quedan colgados sobre el lecho actual de los valles principales y también sobre la línea costera actual, lo que pone de manifiesto que corresponden a redes elaboradas cuando el Macizo de Los Ajaches mostraba un perímetro costero más amplio que el actual. Los interfluvios sobre los que se labran corresponden, por tanto, a relieves invertidos de carácter residual que han quedado colgados a mayor altura por el encajamiento progresivo de los valles principales y por el retroceso del frente marino.

De este modo, en Famara y en Los Ajaches, existen huellas de niveles de erosión diferenciados que remiten a redes hidrográficas de trazado y niveles de base diferentes a las actuales, que sólo pueden explicarse con una superficie y un perímetro de los macizos más extensos que los actuales.

a.5.- Los valles decapitados y transformados en cuencas endorreicas

Tanto en el Macizo de los Ajaches como en el de Famara se desarrollan valles de gran singularidad morfológica cuyos rasgos actuales son resultado de la combinación de varios procesos genéticos entre los que destacan la erosión torrencial, el desmantelamiento producido por la erosión marina y el cierre de sus cuencas por la instalación de conos y el derrame de coladas. Se trata de valles labrados sobre afloramientos de la Serie I de los cuales sólo perviven en la actualidad parte de sus tramos altos.

En algunos sectores de ambos macizos la actuación de la erosión marina sobre las vertientes orientales fue tan intensa como para provocar un retroceso tan importante del litoral que éste logró rebasar la posición de la línea de cumbres de los viejos edificios, afectando también a las zonas más

altas de las vertientes orientales. El retroceso de los dorsos occidentales de los antiguos edificios alcanzó tal magnitud que los valles labrados en las vertientes contrarias perdieron una parte —El Valle y Valle de los Castillos, en Famara y Femés, en Los Ajaches— o la totalidad de sus cabeceras —Los Valles de Vega Chica y Guinate, en Famara y el de Fenauso, en Los Ajaches—. Todos estos valles poseen cuencas de recepción desdibujadas, pues aparecen rebajadas topográficamente formando collados más o menos acusados entre las cimas; degolladas que además quedan colgadas en las partes altas de los grandes acantilados con los que colindan. La elaboración de todos ellos es, con probabilidad y por tanto, previa al retroceso de los cantiles marinos.

La originalidad geomorfológica de estos valles frente al tipo anterior reside en las manifiestas perturbaciones morfológicas introducidas en ellos por el volcanismo del segundo ciclo. La interrupción del drenaje por conos y coladas de lava determinó que, aguas arriba del cierre, se inhibiesen los procesos de encajamiento y se viesen favorecidos los de evolución de las laderas. Todo ello produjo la colmatación y el relleno de los valles por masas detríticas, con la transformación radical de sus perfiles longitudina-

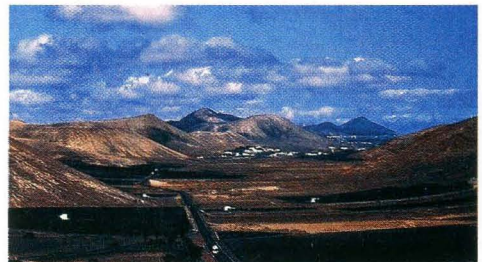


Figura III.18.- El emplazamiento de los conos de Caldera Riscada y Caldera Gritana, situados en la foto detrás del pequeño núcleo de población de Las Casitas, ha provocado la colmatación del Valle de Femés y su transformación en una cuenca cerrada

les y transversales y su evolución hacia formas de modelado de relieves suaves y pandos. Sus fondos y laderas bajas se encuentran, por ello, tapizados, colmatados y rellenos de materiales aluviales y en ellos los talwegs principales han desaparecido totalmente o aparecen de modo difuso.

Sin embargo, la obturación de los valles por conos y coladas pleistocenas no siempre ha tenido las mismas consecuencias geomorfológicas. Así, por ejemplo, en Los Ajaches, las pequeñas diferencias morfológicas existentes entre los valles de Fenauso y de Femés son indicativas de las variaciones existentes en su evolución particular. El Valle de Femés quedó cerrado como consecuencia del emplazamiento en su tramo medio/bajo de los volcanes de la Serie II de Caldera Riscada y Caldera Gritana, mientras que el de Fenauso se encuentra recorrido en su interior por los materiales emitidos desde los conos de La Atalaya de Femés, instalados en el sector de cabecera, Hoya Antón, en su tramo medio, y Miguel Ruiz, en su tramo bajo; todos ellos pertenecientes a la Serie III.

El Valle de Femés constituye un espacio cerrado, de topografía suave y panda y fondo

plano que es resultado de la acumulación de masas detríticas, con potencias visibles de más de 7 metros, tanto en sus laderas como en su fondo; posee un encajamiento poco pronunciado y carece de cauce principal definido. Fenauso constituye también un valle obliterado, pero a pesar de estar recorrido por coladas de lava, muestra gradientes altitudinales entre los interfluvios y el fondo del valle mucho más pronunciados —superiores siempre entre 50 y 100 metros respecto al de Femés—, y un fondo de topografía suave que desciende en altura desde el lugar de penetración de las coladas, en el sector de cabecera, hacia los tramos de la desembocadura. Posee, además, cauces labrados en los bordes laterales de las coladas, de modo que las menores altitudes se encuentran en sus márgenes y no en su centro, existiendo una modificación importante en su perfil longitudinal y transversal. Todos estos rasgos parecen indicar, por tanto, que el drenaje del Valle de Femés debió de ser interrumpido con anterioridad al de Fenauso, lo que permitió no sólo un mayor encajamiento de este último, sino también, y en contrapartida, una mayor importancia de las masas detríticas en el primero.

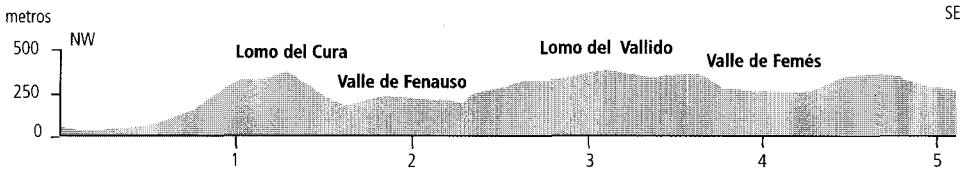


Figura III. 19.- El perfil topográfico entre el Lomo del Cura y las inmediaciones del Pico de La Oveja muestra el diferente grado de encajamiento de los valles de Femés y Fenauso y las diferencias de sus perfiles transversales

Así, pues, aun habiéndose elaborado bajo procesos similares y mostrando morfologías muy semejantes entre sí, los pequeños aunque perceptibles cambios en los perfiles longitudinales y transversales de los

valles indican evoluciones peculiares para cada uno de ellos, que dependen de factores tales como la morfología inicial de los valles, del lugar de instalación de los conos —tramos altos, medios o bajos—, del reco-

rrido efectuado por las coladas —en la periferia, en el interior...—, del tiempo transcurrido desde la perturbación introducida por los volcanes recientes y del nivel de colmatación por materiales detríticos.

Un tipo excepcional de valle acéfalo y colmatado es el de la Vega de San José en Famara. Aquí el valle, a pesar de su cercanía al tramo meridional del escarpe de El Risco, no ha sido decapitado por procesos de erosión marina como ocurre en todos los casos anteriores, sino por procesos de erosión torrencial. En ese tramo de el Risco de Famara, las coladas lávicas de las Series II y III, procedentes de los volcanes de San Rafael y de Guanapay, retranquearon el escarpe marino y lo fosilizaron. Estos volcanes produjeron también el cierre del valle de San José en su tramo medio, transformándolo en una cuenca endorreica que paulatinamente fue rellenándose con los materiales procedentes del retroceso de las vertientes hasta hacer desaparecer su talwegs principal, perdiendo, con ello, su funcionalidad como arteria torrencial. Con posterioridad, sobre el escarpe se desarrollarían importantes procesos torrenciales que dieron lugar a la formación de cuencas de drenaje de pequeño tamaño. El Barranco de Maramajo, tallado de forma directa sobre el escarpe siguió, sin embargo funcionando esporádicamente hasta lograr rebasar la parte sumital del paleoacantilado y provocar la captura de los pequeños barrancos tributarios que configuraban la cabecera de la Vega de San José. La desaparición de la cabecera de éste corresponde por tanto a un proceso de desviación de la escorrentía o captura hidrográfica producido desde el Barranco de Maramajo. La vega queda así decapitada y muestra su fondo colgado con respecto a la incisión de Maramajo.

Junto a estos valles decapitados y transformados en cuencas cerradas, en Famara se desarrolla el Valle de Vega Grande, que constituye una cuenca también cerrada por el desarrollo del cono de La Quemada de Órzola y de las coladas del Volcán de La Corona, que muestra rasgos semejantes pero que posee una cabecera bien definida, lo que introduce ligeras modificaciones al esquema propuesto con anterioridad.

a.6.- Las incisiones asociadas a los escarpes y las plataformas de abrasión

A los cinco tipos de valles principales anteriores labrados sobre la Serie I hay que añadir, además, algunos sectores donde el drenaje es limitado y está constituido por pequeños cursos que, salvo excepciones, no configuran valles bien definidos. Se trata de los pequeños y cortos barrancos que muerden los escarpes litorales y prelitorales occidentales de ambos macizos o que se tallan sobre las superficies planas que configuran la plataforma del Rubicón. En estos sectores, la topografía, que traduce una disposición de las capas específica, parece constituir la clave que determina la existencia de valles con rasgos morfológicos específicos. Aunque desde una óptica hidrogeográfica las conexiones espaciales existentes entre ambos tipos son manifiestas, morfológicamente corresponden, en realidad, a dos tipos de barrancos diferentes.

a) Los barrancos labrados sobre los escarpes occidentales corresponden por lo habitual a incisiones simples, de disposición paralela entre sí, y trazados rectilíneos que muestran tramos altos con perfiles longitudinales acusados y tramos bajos tendidos, adaptados a la topografía del sector sobre los que se labran. En la mayoría de los casos estos pequeños torrentes termi-

nan en conos detríticos de pie de vertiente, careciendo de desembocadura directa al mar. Ocasionalmente, sin embargo, factores de índole estructural han permitido un mayor grado de encajamiento y su transformación en valles de cierta profundidad como los de La Poceta, Maramajo y la Horca en Famara. En estos valles de mayor envergadura, de vertientes empinadas y fondos rellenos por materiales sedimentarios groseros de carácter torrencial, pueden distinguirse dos niveles recientes de terrazas aluviales encajadas.

b) Al sur del Macizo de Los Ajaches, se desarrolla un paisaje constituido por una superficie tendida y de escasos desniveles donde se labra una red de drenaje jerarquizada, de carácter dendrítico¹⁰ acentuado, con niveles de encajamiento muy poco pronunciados y con las mayores densidades de drenaje de los dos macizos. Todos estos valles, de fondo plano y morfología de rambla, contrastan visiblemente con los descritos con anterioridad y parecen ser resultado de su formación en áreas de escasos desniveles que muestran una litología de conjunto más deleznable (entre las que existen tobas traquíticas atravesadas por una red de diques más o menos importante) y, por ello, más vulnerable a los procesos de incisión torrencial.

b.- Los valles de escaso encajamiento

Corresponden a barrancos tallados sobre materiales volcánicos de las Serie II y III, por lo que constituyen formas de erosión poco evolucionadas que carecen de cuencas hidrográficas bien definidas topográficamente. Se trata de barrancos con cabeceras muy simples y desdibuja-

das, a veces correspondientes a entalladuras muy poco pronunciadas, que muestran trazados rectilíneos de desarrollo longitudinal variable, con perfiles transversales encajados y vertientes laterales adaptadas a la potencia de las capas lávicas sobre las que se desarrollan. Su rasgo más característico es la ausencia de tributarios, salvo cuando los cauces principales se tallan en el límite de distintas unidades lávicas, y la escasa importancia de formaciones sedimentarias, que quedan reducidas al lecho de los cauces.

c.- Los valles mixtos

Desde el núcleo central de los afloramientos de la Serie I hacia la periferia, es decir en los sectores de contacto entre éstos y los materiales volcánicos del segundo ciclo, el estilo de los barrancos cambia de forma visible. Sus perfiles longitudinales se hacen más tendidos, sin saltos bruscos de los cursos de agua, y junto con sus perfiles transversales, muestran una mayor variedad. Se trata de redes de trazados irregulares y muy asimétricas que poseen cabeceras labradas sobre los materiales de la Serie I y desembocaduras establecidas más allá de los límites pertenecientes a los afloramientos de esta edad y encajadas sobre materiales de edad pleistocena. Los valles de este tipo más característicos son los que marcan el límite entre los afloramientos masivos y continuos de la Serie I y los sectores periféricos afectados por el volcanismo pleistoceno. Espacialmente, por tanto, aparecen siempre flanqueando a los grandes valles en U y a los valles largos estrechos y profundos que caracterizan al núcleo de ambos macizos.

¹⁰ El término dendrítico hace referencia a redes de drenaje que muestran dibujos arborescentes. En este tipo de disposición de los talwegs, los tributarios se unen a la corriente principal formando ángulos agudos. Su presencia indica la existencia de substratos homogéneos y rocas más blandas, como son, en el mundo del volcanismo, las tobas volcánicas.

El Relieve de Lanzarote

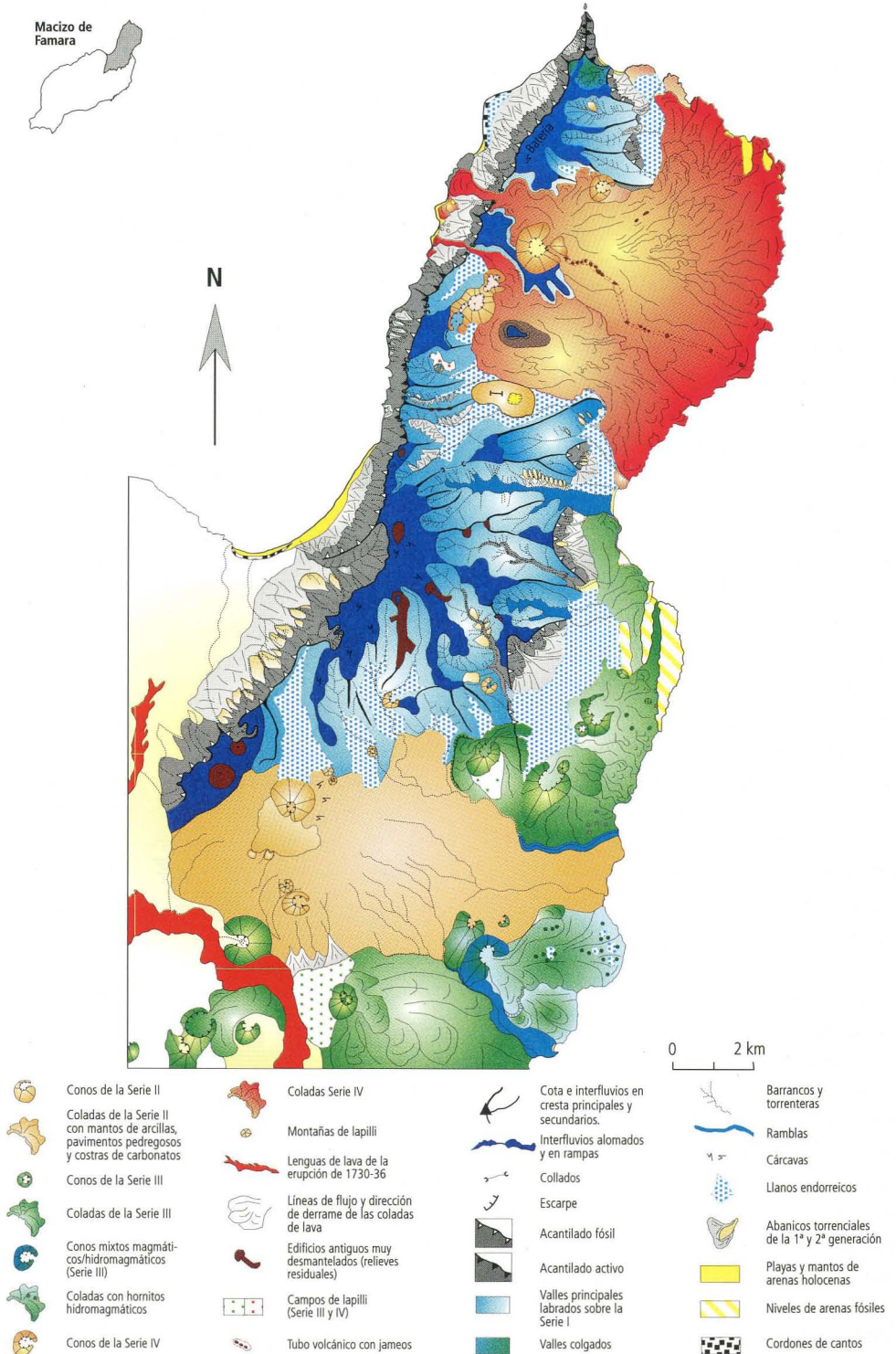


Figura III.20. Mapa morfológico de Famara

Muestran caracteres comunes con las dos categorías precedentes, pues corresponden a valles labrados sobre la Serie I y cuya evolución se ha visto interferida por procesos volcánicos posteriores. Se trata sin embargo de valles cuya obturación se produjo en las primeras fases del volcanismo del segundo ciclo. Esta mayor antigüedad de su cierre produjo su obturación y colmatación, en un primer momento, pero con posterioridad, las aguas consiguieron labrar nuevos cauces a través de las coladas y establecer así nuevas desembocaduras. Todo ello determina la existencia de marcados contrastes morfológicos entre los tramos altos —labrados sobre la Serie I— y los tramos medios y bajos encajados en las acumulaciones lávicas cuaternarias. De este modo, mientras los tramos altos y medios configuran valles bien delimitados por la existencia de interfluvios definidos y con rasgos semejantes a los valles de obturación ya descritos, los tramos bajos y de desembocadura muestran cauces poco incididos, entre 3 y 7 metros, que muerden las rampas más o menos uniformes generadas por coladas de edad pleistocena, careciendo por ello de límites topográficos e hidrogeográficos netos.

d.- Las áreas no integradas en la red de drenaje jerarquizada

En ocasiones, los conos y coladas no se emplazan directamente sobre una cuenca hidrográfica específica, sino que lo hacen en la periferia de un sector drenado por varios barrancos —Vega de Guatiza-Mala, Vega de Órzola—. En estos casos, la transformación interna de los barrancos es casi nula. En Famara, por ejemplo, la instalación de conos y coladas fuera ya del límite de los valles tallados sobre la Serie I, impidió la salida al mar de los materiales sedimenta-

rios drenados por ellos. Como consecuencia, en las desembocaduras de muchos valles, como los de Tenegüime, Palomo, Fuente Salada, Fuente Dulce, y Valle Grande de Órzola, se formaron pequeños abanicos aluviales que se apoyan sobre las coladas recientes y a partir de ellos se generaron amplias superficies de acumulación detrítica que constituyen en realidad, cuencas de carácter endorreico de gran extensión superficial.

En estos sectores, las acumulaciones detríticas finas, arrastradas desde los abanicos aluviales terminales de los grandes valles, acabaron por colmar las pequeñas depresiones existentes entre las coladas recientes y los paleoacantilados antiguos, alcanzando potencias superiores a los 3 metros y configurando espacios planos de muy diferente extensión superficial. Estos depósitos finos aluviales, transformados luego en suelos más o menos potentes, constituyen espacios de gran riqueza agrícola y de gran importancia económica.

Junto a estas amplias depresiones endorreicas situadas a la salida de los grandes valles de la Serie I, las desigualdades topográficas de detalle propias de las coladas lávicas pertenecientes a la actividad volcánica del segundo ciclo han favorecido también la generación de áreas endorreicas. Ahora bien, aquí las cubetas endorreicas muestran escasa extensión superficial y se han generado a partir del arrastre y la acumulación de finos procedentes del propio desmantelamiento de las coladas. Evidentemente, su frecuencia, número y extensión superficial dependen de la edad de las coladas sobre las que aparecen, siendo tanto más frecuentes y de mayor tamaño, cuanto más antiguas sean las superficies lávicas sobre las que se labran, por lo que suelen ser habituales de los malpaíses ya transformados

pertenecientes a las Series II y III. En cualquier caso, la funcionalidad como áreas de encharcamiento ocasional queda patente si tenemos en cuenta que muchas de estas pequeñas depresiones han sido transformadas en gavias o nateros. Las más espectaculares son las que se desarrollan sobre las coladas de Montaña Roja, en Los Ajaches, y en el malpaís de Los Ancones, en Famara.

En los malpaíses más recientes, pertenecientes a la Serie IV, aún no son apreciables los efectos de los procesos de arroyamiento, por lo que constituyen sectores donde lo fundamental del paisaje está constituido por morfologías caóticas y de superficies erizadas, carentes de drenaje superficial organizado.

1.B.- Las formas litorales de los macizos antiguos

El desmantelamiento de los edificios tabulares de la Serie antigua efectuado por los agentes de la dinámica marina ha sido tan intenso que tanto hacia el este como hacia el oeste los afloramientos de esta serie terminan de forma brusca a través de escarpes más o menos marcados. Ello pone de manifiesto que al tiempo que se estaba produciendo la erosión torrencial en el interior de los macizos, la prolongada e intensa acción erosiva del mar en la costa hacía retroceder el perímetro de los edificios originales, dando lugar a la formación de potentes acantilados.

Ahora bien, al igual que sucede con los valles, no todas las formas litorales labradas sobre los afloramientos de la Serie I de los macizos de esta isla muestran los mismos rasgos morfológicos. Así, aunque los dos macizos cuentan con litorales acantilados hacia levante y poniente, el desarrollo de estos escarpes es sensiblemente diferente en ambas vertientes. Hacia levante, los aflo-

ramientos correspondientes a la Serie I quedan interrumpidos de modo brusco a través de escarpes que, en ningún caso, llegan a alcanzar alturas superiores a los 100 m y que hoy corresponden a acantilados muertos en Famara, pero aún activos en Los Ajaches. Hacia poniente, por el contrario, se desarrollan espectaculares escarpes de más de 300 m de altura en Los Ajaches y de entre 400 y 600 metros en Famara, que corresponden a formas generadas por la desaparición, mediante erosión marina, de los flancos occidentales de los edificios originales. Es posible, por tanto, contraponer las formas habituales de los frentes litorales de las vertientes occidentales, caracterizados por su gran verticalidad, altura y continuidad espacial, con los existentes en las vertientes orientales, individualizados por sus menores alturas y, sobre todo, por su menor continuidad espacial.

B.1.- Los paleoacantilados de las costas occidentales

Las franjas litorales y prelitorales que se desarrollan entre Punta de Fariones y Morros del Hueso, en Famara, y entre Montaña de La Cinta y Morros del Hacha Chica, en Los Ajaches, están caracterizadas por la existencia de pronunciados escarpes de gran continuidad longitudinal y con alturas siempre superiores a los 200 m. Aunque genética y estructuralmente las similitudes existentes entre los escarpes occidentales de Los Ajaches y Famara son acusadas, morfológicamente muestran rasgos diferenciados que son resultado de diferencias sustanciales de las estructuras, fechas de formación y evolución de ambos macizos.

1.1.-El Risco de Famara

Junto a los escarpes de Los Gigantes en Tenerife o del Andén Verde, en Gran Cana-

ria; la pared de el Risco de Famara constituye uno de los acantilados más espectaculares existentes en nuestro Archipiélago. Con un recorrido longitudinal de unos 22 km, un trazado marcadamente rectilíneo, aunque en ocasiones con un dibujo de detalle festoneado, y una orientación NE-SW, este escarpe se dispone de forma más o menos paralela a la línea de costa actual, mostrando en la mayor parte de su recorrido una gran uniformidad morfológica, metiéndose en cuña, alejado ya del litoral actual, en su sector más meridional.

En el escarpe afloran materiales de las tres secuencias cronoestratigráficas definidas en este edificio, configurándose a partir de múltiples niveles lávicos y capas piroclásticas de muy diferentes grosores, los cuales hacia el techo de la formación muestran en algunos sectores capas lávicas de gran potencia.

Esta estructura de los materiales crea variaciones en su perfil. En los tramos donde afloran niveles lávicos poco potentes y sin apenas intercalaciones de piroclastos, como sucede en el sector comprendido entre el Rincón del Castillejo y el Morro del Hueso, el perfil, aunque acentuado, no llega en ningún caso a disponerse de modo vertical, presentando pendientes con valores cercanos a los 40°; es en estos sectores donde el escarpe alcanza alturas menos elevadas y donde los procesos de erosión torrencial han sido más pronunciados. Por el contrario, en los sectores donde a techo de la formación aparecen potentes, aunque pocas, capas lávicas, el escarpe muestra dos tramos bien diferenciados, uno superior donde la verticalidad suele ser acusada, alcanzándose valores en torno a los 90°, y otro inferior más tendido, oculto de modo parcial por las formaciones detríticas desarrolladas al pie del cantil.

No obstante, los perfiles aparecen interrumpidos puntualmente por la presencia de hombreras estructurales o de facetas triangulares. Las hombreras estructurales constituyen pequeñas rupturas de pendiente que se forman a expensas de cambios marcados en la estratigrafía local; suelen asociarse a la presencia de niveles piroclásticos o lávicos potentes, o a la existencia de diques masivos, y se generan como consecuencia de procesos de erosión diferencial.

Las facetas triangulares corresponden a formas de erosión generadas en la estructura volcánica que se desarrollan en la base de los escarpes de mayores pendientes y que están constituidos por el apilamiento de múltiples coladas lávicas que muestran una estructura horizontal o subhorizontal. Poseen una geometría muy definida, de planta triangular o trapezoidal cuyo vértice más acusado se sitúa hacia la parte superior de la pared. Se asocian siempre a escarpes muy pronunciados, labrados sobre la Serie I y caracterizados por mostrar un tramo inferior de múltiples coladas lávicas de escasa potencia y un cejo superior configurado a partir de pocos pero muy espesos mantos lávicos. Son, por ello, exclusivas de los tramos de el Risco de Famara donde existe un contraste acusado entre el afloramiento de materiales de la Serie I Intermedia y el de la Serie I Superior, estando presentes sobre todo en el tramo de pared que se desarrolla entre el sector de Montaña Ganada y el Rincón del Castillejo.

Las facetas triangulares poseen un especial significado morfológico, por cuanto habitualmente se asocian a la disección de un determinado tipo de escarpes de falla; no obstante, también existen facetas triangulares relacionadas con la actuación de los

agentes erosivos a favor de estructuras proclives a su desarrollo. Las facetas existentes en estos sectores de El Risco parecen haberse generado más como consecuencia del retroceso de una pared por erosión diferencial y bajo la acción de la escorrentía concentrada, que a partir de la evolución de escarpes de falla. Constituyen, por tanto, formas de erosión que son resultado de la acción efectuada sobre el escarpe por pequeños torrentes, de disposición perpendicular al mismo, que terminan por generar pequeñas cuencas de recepción que muestran cauces de perfil longitudinal acusado.

En la morfología de el Risco de Famara se observan dos sectores principales. El tramo central, comprendido entre la Punta del Lomo Blanco y Los Mariscales, donde el oleaje sigue batiendo con fuerza y el acantilado mantiene su funcionalidad, y los tramos comprendidos entre la Punta de Fariones y Lomo Blanco, al norte, y entre Los Mariscales y el Morro del Hueso, al sur, donde el desarrollo de potentes formaciones detríticas de pie de vertiente ha determinado que en la actualidad el escarpe pueda considerarse como un acantilado muerto, no funcional.

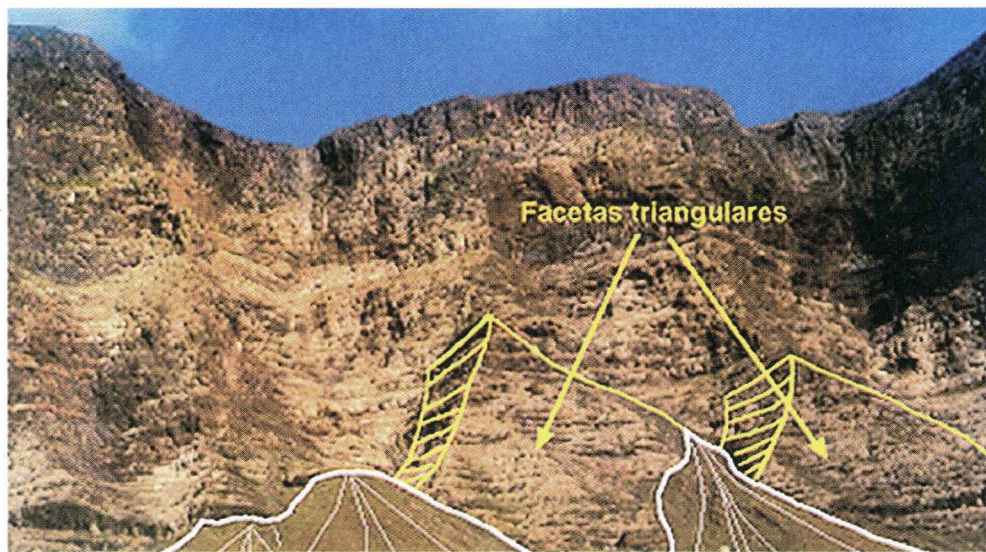


Figura III.21.- Facetas triangulares en el escarpe de el Risco de Famara. En gris fuerte, escarpe de pendientes abruptas. En gris claro, facetas triangulares; en blanco, depósitos detríticos de pie de vertiente

La formación de el Risco de Famara debió de efectuarse durante el lapso de inactividad volcánica que se estableció entre los dos ciclos eruptivos principales que construyen el macizo, es decir, entre el inicio y el final del Plioceno. Los materiales más recientes sobre los que se labra datan de

hace unos $3,9 \pm 0,15$ ma (Coello *et al*, 1992), mientras que las coladas de las primeras erupciones del segundo ciclo volcánico — Serie II A; (Fuster *et al*, 1968)— de las Montañas de Chimia y de San Rafael caen ya discordantemente desde la parte alta del cantil, lo que indica que su elaboración tuvo

lugar entre estos dos momentos. Hacia fines del Plioceno los acantilados poseían ya sus rasgos morfológicos más sobresalientes, de modo que en el Cuaternario sólo se introdujeron pequeños retoques que terminaron por generar los rasgos que los acantilados presentan en la actualidad.

El importante retroceso experimentado en esta vertiente del macizo se pone de manifiesto a través de la existencia de barrancos que vertían sus aguas en dirección NW y que en la actualidad aparecen colgados en la parte superior del escarpe (Bco. de Gusa), o a partir de varios barrancos y sus cabeceras, cuyo drenaje se efectuaba hacia el sector oriental, a los cuales les falta la totalidad o parte de sus cuencas de recepción (Vega Chica, Guinate, El Valle, Valle de Los Castillos y Bco. de Tenesía)

1.2.- Los paleoacantilados occidentales del Macizo de Los Ajaches

Con una menor altura general, el escarpe que bordea el flanco occidental del Macizo de Los Ajaches posee una configuración espacial, un trazado y una disposi-

ción respecto a la línea costera actual muy diferentes a los de el Risco de Famara.

El paleoacantilado muestra un trazado general en arco que, partiendo desde la Montaña de La Cinta, ubicada al noroeste, se extiende a lo largo de los Picos de La Aceituna, Morro de Los Dises, Hacha Grande y Montaña de la Breña Estesa, para terminar en el área de Morros del Hacha Chica, localizada en la vertiente sur del macizo. Este amplio arco presenta una orientación NE-SW en el tramo comprendido entre Montaña de La Cinta y Montaña de El Cabo, a partir de donde se interrumpe a lo largo de unos 2 km, para continuar luego con un trazado N-S desde el Pico de La Aceituna hasta Montaña de La Breña Estesa y finalizar en su tramo sureño, con una orientación claramente W-E. Este último sector es el único donde el acantilado, aunque alejado unos 2 km del litoral, exhibe una disposición casi paralela a la línea costera actual. La mayor parte del cantil antiguo no coincide con la orientación y disposición de la costa actual, estando alejado del nivel del mar actual entre 3 y 9,5 km.



Figura III.22.- Paleo-acantilado de Los Ajaches entre el Pico de La Aceituna y Hacha Grande

Al pie y a lo largo del escarpe se desarrolló una amplia superficie costera plana, suavemente inclinada hacia el mar, labrada sobre materiales de la Serie I, que termina en la costa mediante acantilados bajos. Esta superficie corresponde a una antigua plataforma de abrasión costera formada como consecuencia del retroceso de una línea de costa acantilada durante un período transgresivo, es decir de ascenso del nivel del mar. En origen, por tanto, corresponde a un relieve sumergido generado por la acción abrasiva del oleaje, que luego ha sido puesto al descubierto y transformado en un relieve subaéreo como consecuencia, bien de movimientos tectónicos de componente vertical o bien como resultado de un descenso del nivel del mar. Aunque la plataforma debió de caracterizar al pie de todo el cantil, en la actualidad sólo aflora al sur de Hacha Chica, habiendo sido cubierta en la mayor parte de su extensión por materiales volcánicos tanto de la Serie I, como de las II y III.

En el escarpe oriental de las Salinas del Janubio, sobre esta antigua superficie de abrasión, aparece un nivel de calcoarenitas a cuyo techo es posible observar una colada de lava datada en 6,6 ma (Coello *et al*, 1992). Ello significa que la formación del cantil occidental del macizo, y lógicamente de la plataforma de abrasión situada a su pie, son anteriores a la etapa final de la construcción del macizo y deben situarse hacia fines del Mioceno. Por tanto, también el edificio de Los Ajaches se construyó a lo largo de un período de tiempo muy dilatado, desarrollándose fases de construcción separadas por largos intervalos de calma, durante los cuales la actuación de la erosión marina dió lugar a la formación de grandes acantilados que reflejan su desmantelamiento parcial.

Pero, además, el hecho de que en el sector oriental, tanto en el Barranco del Valle, localizado al pie de Montaña Bermeja, como en el Barranco de Las Pilas, aparezcan puntualmente restos de esta antigua superficie, sobre los que se instalan niveles de playas fósiles localizadas entre 40 y 50 metros, parece indicar que el desarrollo de esta superficie fue mucho más amplio que el actual, aunque con diferencias según vertientes. En la vertiente occidental, el desmantelamiento causado por el mar fue mucho más acentuado, pues el retroceso del escarpe logró capturar parte de los barrancos que drenaban hacia el norte, haciendo desaparecer la totalidad de sus cuencas de recepción. En cualquier caso, sí parece evidente que la formación de los grandes acantilados de Los Ajaches es previa a los de Famara, situándose a fines del Mioceno.

También aquí es posible diferenciar varios sectores morfológicos. Los tramos noroccidental —entre Montaña de la Cinta y Montaña de El Cabo—, y sureño —sector de Morros de Hacha Chica—, se configuran a partir de escarpes por lo general de menor altura, de trazados rectilíneos y recubiertos a su pie por pequeños taludes detríticos que enlazan a través de glaciares con los restos de una antigua plataforma de abrasión. Por el contrario, el tramo central que transcurre entre Pico de La Aceituna y Montaña de la Breña Estesa, alcanza altitudes siempre superiores a los 400 m, y posee un trazado festoneado que es resultado de la instalación de pequeñas cuencas de recepción sobre el escarpe, lo que evidentemente contribuye al mayor desarrollo de las acumulaciones detríticas que se instalan en su base; éstas contactan siempre en sus tramos más distales con coladas de lava procedentes de Caldera Masión y de La

Atalaya de Femés, que han hecho desaparecer en su totalidad la antigua plataforma costera de este sector.

B.2.- Los acantilados y paleoacantilados de las costas orientales

En la vertiente oriental de los macizos de Famara y de Los Ajaches es posible reconocer una serie de escarpes marinos que, unas veces aún funcionales y otras ya inactivos, marcan los límites más orientales de los afloramientos de la Serie I de ambos macizos. La forma de la línea de escarpes que bordean los macizos por oriente es muy diferente a los anteriores por cuanto muestra frentes acantilados discontinuos, labrados en la terminación de los interfluvios, que alternan con sectores sin acantilado dispuestos en la desembocadura de los barrancos.

Pese a estos rasgos comunes, existen palpables diferencias en los frentes acantilados orientales de ambos macizos. En Los Ajaches, constituyen escarpes marinos activos hoy en día en la mayor parte de sus tramos. No obstante, el desarrollo actual de playas de cantos rodados a la salida de los valles principales —Playa de Parrado-Los Dises— o la instalación de pequeñas dunas trepadoras de arenas negras —Playa de La Arena— dejan localmente retranqueados algunos de estos escarpes.

En Famara, por el contrario y salvo en el sector más septentrional de Punta de Fariones, los frentes acantilados orientales corresponden a escarpes que han perdido su funcionalidad a lo largo del Plio-Pleistoceno. En este macizo la antigua línea costera oriental queda retranqueada con respecto al litoral actual como consecuencia de la llegada al mar de coladas de lava procedentes de centros de emisión de las Series III y IV. No obstante, su trazado puede seguirse

tanto a través de los escarpes prelitorales labrados sobre la Serie I, como también a lo largo de las marcadas y evidentes rupturas de pendientes existentes en los malpaíses procedentes del conjunto de La Cerca-Los Helechos y La Corona.

Aunque algunos de los tramos de esta antigua línea costera parecen haber perdido su funcionalidad en tiempos más o menos recientes, es probable que la mayoría de ellos sea resultado de la misma etapa transgresiva que generó el gran acantilado de El Risco. De hecho, al pie de algunos de ellos se desarrollaron amplias plataformas de abrasión marina, sobre las que luego, a lo largo del Pleistoceno Medio, se instalaron los potentes campos dunares del sector de Mala, sobre los que, a su vez, se apoyarían los conos y las coladas de Las Calderas, Las Calderetas y de Montaña de Tinamala, del sector Guatiza-Mala, pertenecientes a la Serie III.

B.3.- La génesis y edad de los paleoacantilados

La génesis de los grandes escarpes occidentales se ha prestado a varias interpretaciones. Hartung (1857) y Hernández Pacheco (1910) interpretan estos escarpes como acantilados marinos formados como consecuencia de una intensa abrasión marina en las costas de barlovento. Hausen (1959), sin embargo, considera los escarpes como saltos de falla producidos como consecuencia de juegos tectónicos, en los que Los Ajaches y Famara corresponderían a los bloques levantados. Fuster *et al* (1968), ante la inexistencia de huellas que pongan de manifiesto procesos de fracturación con desplazamientos importantes en la vertical, niegan la existencia de dicha tectónica de bloques y asocian la formación de los escarpes a los efectos de la erosión marina, que

actuando a favor de una estructura tabular socavaría la parte baja de las formaciones, originando grandes desplomes y desprendimientos. No obstante, estos mismos autores señalan que la inclinación general de las capas de ambos macizos hacia el E y SE podría interpretarse también como resultado de una basculación general de los conjuntos, con una elevación diferencial, mayor en los sectores occidentales que en los orientales, que sería la responsable de la asimetría observable en las costas de esos sectores. Araña y Carracedo (1979) relacionan la existencia de estos escarpes con la mayor intensidad de la acción marina en las costas de barlovento y señalan que la rapidez del proceso se debe a la conjunción de varios factores, como la dirección de las redes filonianas, la disposición de las coladas y el predominio de los materiales piroclásticos y diques en la vertical de los ejes estructurales. Datos recientes sugieren que la formación de los grandes acantilados de las zonas de barlovento de las islas es fruto de la acción combinada de la erosión marina con procesos de colapsos gravitacionales de pequeña escala, fracturas de asentamiento, actuando a favor de las líneas de debilidad preferentes (Carracedo, 1994; Ancochea *et al*, 1996). No conviene olvidar, no obstante, que una vez alcanzado el núcleo principal del macizo, la erosión estaría, sin duda, facilitada por la presencia de un mayor número de diques y un mayor número y potencia de niveles piroclásticos. Es evidente, además, que la formación de estos paleoacantilados se produjo durante una fase transgresiva, pues a su pie se desarrollan importantes masas detríticas que se apoyan sobre rasas marinas de notable amplitud.

La fecha de elaboración de estos grandes cantiles litorales y prelitorales es poste-

rior, sin duda, a la fecha de establecimiento de las grandes arterias torrenciales que recorren los dorsos conservados de las estructuras volcánicas originales. Tanto en Los Ajaches como en Famara, en las vertientes orientales existen, como hemos mencionado ya, valles colgados o valles acéfalos, que han perdido sus tramos medios y bajos o parte de sus áreas de cabecera como consecuencia del importante retroceso experimentado en la fachada oriental de los edificios originales. La existencia de amplias plataformas de abrasión, al pie de la mayoría de los cantiles de los macizos, a veces no visibles por su recubrimiento con coladas, pone de manifiesto que, a pesar de las diferencias de magnitud observadas en los acantilados de las vertientes orientales y occidentales, ambos parecen haberse generado durante la misma etapa.

Estas diferencias de magnitud serían resultado, entonces, de marcados contrastes de la dinámica litoral entre ambas vertientes. Los acantilados occidentales, más altos, se relacionarían con los sectores donde la penetración de las borrascas del N o NW generarían la formación de olas de mayor potencia y mucho más regulares que batirían el litoral occidental de la isla; hacia sotavento, es decir hacia el E y SE, la acción de un oleaje de menor energía provocaría un retroceso del edificio menos marcado, dando lugar a cantiles litorales de menor entidad.

1.C.- Las formas de acumulación

La importancia del vaciamiento producido por la erosión en los macizos antiguos se manifiesta no sólo en la existencia de grandes formas de incisión, excavación y acantilamiento sino también en la importancia que en estos ámbitos adquieren las formas de acumulación, tanto marinas

como “continentales”. Evidentemente, la vinculación existente entre las formas de incisión y de acumulación es indudable, pues, aunque no siempre corresponden a formas correlativas, la mayoría de ellas se circunscribe en el espacio al ámbito de los macizos antiguos de la isla, asociándose a la presencia de las grandes vías de drenaje o de los potentes acantilados que bordean estos espacios.

Los depósitos detríticos de carácter marino, eólico, coluvial y torrencial están bastante bien representados en la isla de Lanzarote. Todas estas formaciones detríticas constituyen las huellas visibles de una interesante y compleja historia geomorfológica de la que apenas se poseen datos precisos y de carácter unitario para toda la isla. Aunque existen trabajos orientados en esta dirección —por ejemplo, los llevados a cabo por Meco *et al* en 1981, 1987, 1997, o por Hillaire-Marcel *et al*, 1995—, el establecimiento de la evolución morfogenética de la totalidad de la isla, según secuencias ordenadas cronológicamente, está aún por realizar. Se trata, además, de un capítulo de las formas de relieve cuyo estudio va más allá del objeto del presente trabajo. Nos limitaremos aquí, por tanto, a exponer los datos más destacados que en la actualidad se disponen sobre este tipo de formas.

C.1.- Los niveles marinos fósiles y las acumulaciones de arenas

La isla de Lanzarote, y en concreto el litoral de los macizos antiguos, cuenta con una gran variedad de niveles marinos fósiles que pueden encontrarse a alturas variables entre los 50 y los 2 metros y que constituyen testimonios evidentes de los cambios del nivel del mar operados a lo largo de los últimos millones de años de la

historia geológica de la isla. Estos niveles han sido estudiados fundamentalmente por Meco & Stearns (1981), Meco *et al* (1987) y Meco *et al* (1997), aunque existen trabajos previos de Driscoll *et al* (1965), Cendrero *et al* (1967), Fuster *et al* (1968) que también hacen referencia a ellos.

Meco *et al* (1997) han señalado la existencia de tres niveles marinos, con edades mio-pliocenas, pleistocenas y holocenas. Los depósitos marinos más antiguos corresponden a formaciones litorales de aguas someras que contienen fauna de aguas cálidas de fines del Mioceno y principios del Plioceno. Su presencia se asocia siempre con plataformas de abrasión litorales talladas sobre la Serie I y formadas a expensas del retroceso de los macizos antiguos.

En el Macizo de Los Ajaches, los niveles de playa correspondientes a esta etapa se localizan en el margen interior de la plataforma de abrasión sureña y están caracterizados por la existencia de una playa y una duna asociadas a + 55m, localizada en su flanco sur —al pie de Morros de Hacha Chica y en el Barranco de Las Pilas—, por un nivel de conglomerados basálticos expuestos en su base en el flanco este —Barranco de Las Pilas— y norte —a la salida del valle de Pico Naos sobre Playa Quemada— y a un nivel aproximado de 40 metros. En el flanco oeste, sobre el escarpe que cae en las Salinas del Janubio, existe también un nivel de calcoarenitas, apoyado sobre una rasa marina y al que se le superpone una colada datada en $6,6 \pm 0,3$ ma por Coello *et al* (1992). En Famara existe asimismo un nivel de arenas organógenas, intercalado en materiales de la Serie I datados entre 6,0 y 5,3 ma (Coello *et al*, 1992), y localizado a una altura aproximada de 40 metros.

Los niveles de playas fósiles correspondientes a principios del Pleistoceno Superior, definidos como Jandienses por Meco *et*

al (1987), se localizan en el sector del Berrugo, al sur de Los Ajaches, y se desarrollaron en un marco litoral semejante al de las playas actuales, aunque con temperaturas del agua más cálidas que las de hoy en día. Se trata de niveles marinos localizados a alturas siempre inferiores a los + 8 m, constituidos por areniscas de color claro y por conglomerados de cantos basálticos con abundante fauna de *Strombus bubonius*, *Conus testudinarius*, *Harpa rosea* y *Murex saxatilis*. Estos niveles se elaboraron durante una etapa transgresiva, asociada al interglaciar Riss-Würm (Meco *et al*, 1987) y caracterizada por la existencia de un clima cálido con ausencia de inviernos (Meco *et al*, 1997). En Los Ajaches, estos niveles son claramente posteriores a la erupción de Montaña de La Atalaya, pues en su interior existen materiales procedentes de las lavas de esta erupción.

Por último, los niveles de terrazas marinas más recientes pertenecen ya al Holoceno, y han sido definidos como Ebarnenses por Meco *et al* (1987). Poseen una fauna muy similar a la actual, caracterizada por la presencia de *Cerithium vulgatum*, *Patellas* y *Thais hameastoma*. Las dataciones por C14 de la fauna de los niveles ebarnenses de la vecina isla de Fuerteventura indican la existencia de dos períodos transgresivos, sucedidos hace 3.640 + 70 B.P. y 1.400 + 100 B.P. (Meco *et al*, 1997).

En algunos sectores de los macizos, la arena erosionada de antiguas formaciones marinas contribuyó a la formación de nuevos campos de dunas y de acumulación de arenas a lo largo del Pleistoceno y del Holoceno, desarrollándose localmente también en la actualidad. La mayoría de estos depósitos deriva de arenas marinas formadas a fines del Mioceno y principios del Plioceno y expuestas durante la regresión post-mesiniana subsiguiente a la ero-

sión eólica (Meco *et al*, 1997). Con los datos disponibles es posible afirmar que en el litoral de estos dos macizos ha existido una larga y compleja historia de acumulación de arenas, que pone de manifiesto la existencia de períodos de fuertes y constantes vientos de componente norte, producidos al tiempo de regresiones marinas, capaces de arrastrar desde la línea de costa y hacia el interior de la isla importantes masas arenosas y generar la formación de campos de dunas más o menos extensos y potentes, tanto fosilizados como aún funcionales en la actualidad.

Dejando a un lado los niveles de arenas interstratificados con otro tipo de depósitos detríticos que analizaremos con posterioridad, las formaciones dunares fósiles mejor preservadas y más importantes de la isla se localizan sobre todo en el sector prelitoral y litoral del Macizo de Famara, extendiéndose en amplios conjuntos en el área costera de Mala-Guatiza y al pie del tramo más septentrional de la pared de el Risco de Famara.

Tanto las paleodunas de El Morro del Hueso, como las de Mala debieron generarse en etapas regresivas, con situaciones de vientos fuertes de componente norte que barrían una amplia rasa marina donde se acumulaban arenas de origen marino y las transportaban isla adentro, en una situación similar a la que se produce en la actualidad. La potencia y la disposición de los depósitos ponen de manifiesto que estas situaciones presentaron, bien una mayor intensidad de la fuerza del viento bien un mayor aporte de arenas marinas que el que se produce en estos momentos, permitiendo la formación de campos de dunas de gran desarrollo, como las que se encuentran fosilizadas por lapilli en los lomos de San Andrés y Camacho. Estas formas fósiles se encuentran aco-

razadas por potentes costras calcáreas y recubiertas por materiales volcánicos pertenecientes a la Serie III; corresponden, por ello, a formaciones elaboradas durante el Pleistoceno Medio (Meco *et al*, 1997).

En la actualidad existen dunas activas en la Caleta de Famara y en el litoral costero nororiental del Macizo de Famara, cuyas arenas derivan también de depósitos antiguos (Meco *et al*, 1997). En el Malpaís de La Corona, el soplo constante del viento permite en la actualidad la penetración de arenas desde la costa y la invasión del territorio conquistado al mar por las lavas. Estas arenas generan la aparición de acumulaciones y pequeños campos de dunas que contrastan de forma evidente con el paisaje lávico y que posibilitan la aparición de formaciones vegetales adaptadas a ellas, lo que contribuye aún más si cabe a su diferenciación paisajística. Se perpetúa, de este modo, el modelo geomorfológico que ha actuado desde fines del Mioceno —calcoarenitas del Valle Chico— y durante el Pleistoceno Medio —dunas fósiles de Mala— y Holoceno —dunas de La Corona—, configurando un ciclo ininterrumpido y continuo, en el que alternan fases de construcción volcánica, fases de incisión y acantilamiento durante etapas transgresivas, fases de acumulación de arenas en períodos regresivos y, más recientemente y por último, nuevas fases de construcción volcánica y de acumulación de arenas.

C.2.- Las acumulaciones detríticas de fondo de valle

Constituyen formaciones detríticas de carácter aluvial que aparecen tapizando los fondos de los valles más importantes de ambos macizos. Los rasgos de estas formaciones son muy variables, aunque corresponden en la mayoría de las ocasiones a

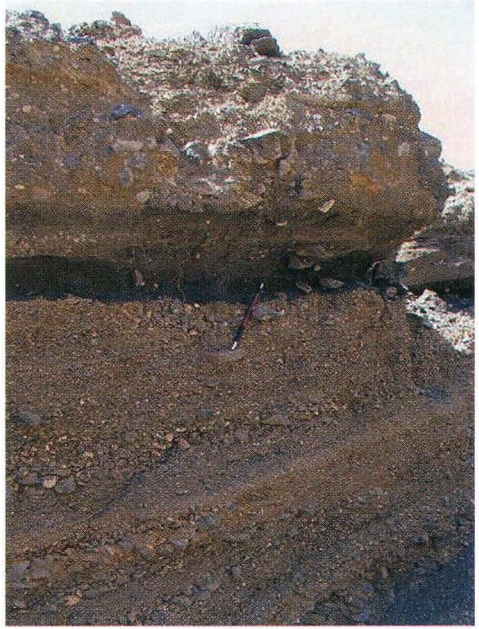


Figura III.23.- Interestratificado en los depósitos aluviales del Valle del Higueral existe un nivel de cenizas volcánicas que pertenece, con probabilidad, a la erupción del siglo XVIII

acumulaciones constituidas por cantos más o menos redondeados, de carácter heterométrico, empastados en una matriz fina. En la mayoría de los casos pertenecen a formas de acumulación recientes, asociadas a cauces de tipo rambla, cuya funcionalidad actual es esporádica.

La ausencia de depósitos antiguos, correlativos a la formación de los grandes valles mio-pleistocenos, sólo puede explicarse mediante su desaparición bajo la acción de escorrentías muy eficaces, capaces de desalojar los materiales acarreados por los cauces, o por su pérdida por etapas de incisión más recientes. Las formaciones de fondo de valle más desarrolladas son las que se encuentran tapizando, a veces con potencias superiores a los 7 metros, los valles obturados y cerrados por la instalación de conos y coladas de las Series II, III

y IV y que pertenecen por tanto al Pleistoceno. Sólo en estos casos, la imposibilidad de desalojo de los materiales acarreados por los cauces ha determinado su pervivencia. Se trata, en la mayoría de las ocasiones de depósitos de materiales poco groseros, finamente estratificados en lechos bien marcados, y transformados en la mayoría de los casos en suelos potentes.

Los cauces de las ramblas actuales recortan sólo en ocasiones depósitos aluviales más antiguos, que quedan, entonces, convertidos en terrazas. No obstante, la presencia de estas formas en el interior de estos valles es escasa, quedando sólo retazos aislados de distribución muy puntual y de escasa extensión. La ausencia generalizada de las terrazas sólo puede ser explicada en función de la propia configuración de los valles y de la gran capacidad de desalojo de las aguas drenadas por ellos. De hecho, las terrazas sólo se conservan en aquellos puntos en los que el trazado de los valles describe pequeños meandros que posibilitan la conservación de los depósitos en su margen cóncava.

Así, los mejores ejemplos pueden encontrarse en Famara en los tramos finales del Barranco de Tenegüime y de Mangüía, o en sectores puntuales de las márgenes de los tramos medios del Valle del Higueral, en Los Ajaches. En este último lugar, interestratificado en los materiales aluviales de granulometría fina que constituyen la terraza se desarrolla un pequeño nivel de materiales piroclásticos que, por su ubicación y caracteres, podría haberse generado como consecuencia de las grandes erupciones del S. XVIII.

En el interior del Barranco de la Poceta, en Famara, existen dos niveles de terrazas encajadas, correspondientes a dos etapas de acumulación separadas por otra de incisión

marcada. La edad de estas formaciones es difícil de precisar, pero entre los materiales detríticos del nivel más moderno aparecen restos de un conchero y materiales cerámicos de épocas recientes, pertenecientes, por sus caracteres, a restos de vasijas del S. XVIII (com. personal con Dimas Martín Socas) que indican la existencia de una etapa de incisión muy reciente.

Todos estos hechos inducen a pensar en la existencia de una etapa de acumulación muy reciente, producida con posterioridad a las erupciones del S. XVIII, y una etapa posterior de mayor eficacia morfogénica y capaz de incidir los depósitos previos y dejarlos a modo de terraza en sus márgenes. Es probable, además, que esta fase de incisión reciente se hubiese llevado a cabo durante un episodio de lluvias de gran intensidad y notable capacidad morfogénica que sabemos que se produjo en el resto de las islas durante el año 1826.

C.3.- Los depósitos de ladera

Tapizando las laderas y la base de los relieves labrados sobre la Serie antigua de la isla se desarrolla toda una serie de depósitos sedimentarios, tanto individualizados como formando sistemas, que muestran rasgos muy semejantes entre sí. Estas formaciones sedimentarias se han generado como respuesta a una topografía caracterizada por la existencia de rupturas de pendiente más o menos importantes. Las vertientes sobre las que se disponen cuentan, así, en la mayoría de las ocasiones, con tres sectores bien diferenciados: un cejo o cornisa superior, un sector de acumulación sedimentaria que tapiza las partes medias y bajas del relieve y, por último, un área basal que sirve de enlace con los sectores ubicados a su pie. Constituyen, por tanto,

formas de acumulación sedimentaria que recubren las laderas de los valles más amplios de Los Ajaches y de Famara, o que se disponen al pie de los grandes escarpes que delimitan hacia oriente y, fundamentalmente, hacia occidente ambos macizos.

3.1.- Los depósitos de gravedad

En algunos sectores, las formas de acumulación generadas al pie de relieves de pendientes abruptas se desarrollan sobre todo bajo los efectos de la gravedad. En estos casos, las vertientes sobre las que aparecen se caracterizan por presentar los siguientes rasgos:

a.- El escarpe o cornisa superior constituye el área donde se alcanzan los valores máximos de pendiente, mostrando inclinaciones dominantes de 45 ó 50°, aunque en muchos casos llegan a situarse en torno a los 90°. Corresponde al sector donde aflora la roca *in situ* y donde se produce la meteorización y la fragmentación de la misma. Se trata por tanto del área fuente donde se generan los clastos.

b.- El sector de acumulación se forma como consecuencia de las partículas que caen por gravedad desde el cejo superior y se apilan más o menos lejos del escarpe en función de su tamaño y forma hasta constituir los denominados taludes y conos de derrubios. Los clastos se detienen cuando la pendiente alcanza valores próximos al perfil de equilibrio, establecido en torno a los 30-40°.

c.- El sector denominado de “enlace basal” (Muñoz, 1998), muestra pendientes suaves del orden de 10° y forma cóncava, conectando el sector de acumulación con el pie de la vertiente. Está constituido por fragmentos más groseros que han rodado vertiente abajo y que se paran más allá del pie de los taludes y conos (Figura III.24).

El transporte de los clastos mediante la acción exclusiva de la gravedad determina uno de los rasgos más característicos de estos depósitos detríticos. Los clastos son angulosos, poseen carácter heterométrico, están mal clasificados —aunque se observa una tendencia a presentar los clastos más groseros cuanto más alejados se hallan del escarpe— y muestran una estructura caótica.

La continuidad de los frentes montañosos de Los Ajaches y de Famara determina que la producción de partículas en los cejos rocosos se genere de modo más o menos regular y que a su pie se desarrollen sectores de acumulación de gran continuidad lateral que han dado lugar a la aparición de taludes de derrubios. Estos taludes recubren de forma más o menos homogénea las partes medias y bajas de las vertientes más escarpadas de ambos macizos, y muestran una mayor o menor extensión longitudinal en dependencia de la amplitud de los sectores de base sobre los que se instalan. De este modo, los depósitos más desarrollados son los que se asocian a las

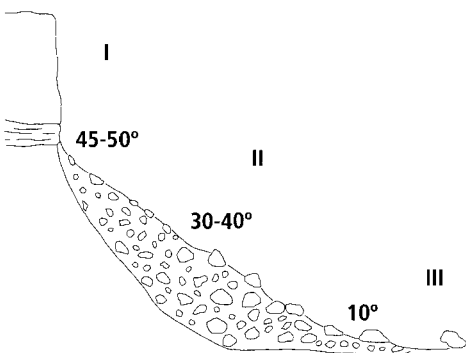


Figura III. 24.- Perfil del acantilado de el Risco de Famara en donde pueden ser observados los tres tramos típicos de las vertientes con derrubios de gravedad. I.- Cornisa, área fuente. II.- Talud, zona de acumulación. III.- Sector de enlace basal, con bloques esparcidos que han sobrepasado el frente del talud (Basado en Tricart, 1977)

laderas de mayor altura y a cuyo pie se extienden plataformas amplias; caracterizando sobre todo a los escarpes litorales y prelitorales de Los Ajaches y de Famara. Los depósitos insertos en los valles suelen, por el contrario, mostrar menor potencia y desarrollo espacial en función no sólo de una menor altura general de las vertientes, sino también de una menor amplitud de los sectores deprimidos situados a sus pies.

3.2.- Los abanicos detríticos

Los depósitos generados a expensas de estos escarpes y vertientes de la Serie I son sólo parcialmente de gravedad, pues en ellos pueden observarse también estructuras sedimentarias y materiales que indican la concurrencia de otros tipos de procesos, como son los torrenciales y los eólicos.



Figura III.25.- Abanicos detríticos del sector septentrional de el Risco de Famara

Las laderas, aunque escarpadas, han permitido la concentración puntual de la arroyada en determinados lugares y la formación de pequeños abanicos detríticos de carácter torrencial. Estos abanicos constituyen formas de acumulación que se desarrollan siempre a la salida de pequeños torrentes y barranqueras labradas en laderas y frentes escarpados de la Serie I. En esos casos, el cambio brusco de pendiente

posibilita la deposición de los materiales acarreados por estos cauces, llevándose a cabo su descarga de modo espasmódico. Estos depósitos muestran morfología de conos, o de abanicos, con los ápices localizados hacia las partes más altas de las laderas y se construyen mediante el apilamiento de sedimentos en áreas activas que alternan con sectores inactivos o abandonados; la intercalación de áreas estables con otras sedimentariamente activas se manifiesta en la presencia de una cubierta vegetal localmente muy abierta.

Los perfiles longitudinales de estos abanicos tienden a ser cóncavos, con pendientes suaves que varían entre los 5-10° en el sector del ápice y muy suaves en torno a 1 ó 2° en las zonas de pie; sus perfiles transversales, por el contrario, muestran formas convexas más o menos acentuadas. Uno de los rasgos más típicos de estas formas es la existencia en el sector del ápice y del cuerpo del abanico de pequeñas incisiones, a modo de canales.

La granulometría de estos depósitos sedimentarios difiere de la de los conos generados únicamente por gravedad, pues están configurados por clastos tanto menores cuanto más alejados se encuentran del ápice del abanico. El carácter de subredondeado a subanguloso de los clastos de la mayoría de estos abanicos pone de manifiesto su génesis en relación con corrientes de agua episódicas y efímeras, aunque de gran energía, incapaces de redondear los clastos y de llevar a cabo una buena selección de los mismos, en función de su escaso tiempo operativo y del corto recorrido efectuado por los materiales.

Por lo general, la formación de estos abanicos comienza con un cono de deyección de pequeño tamaño, que va ampliándose de manera progresiva a medida que se

produce el retroceso de la vertiente y la ampliación del área fuente. Como resultado de ello, el tamaño de estos depósitos detríticos suele ser proporcional al del área de alimentación, siendo los más desarrollados los que cuentan con cuencas de recepción

más amplias y profundas. Ejemplo de ello, son los abanicos sedimentarios que se asocian a los barrancos de La Poceta, Maramajo y de La Horca, en Famara, y a los desarrollados al pie de Hacha Grande, en Los Ajaches.

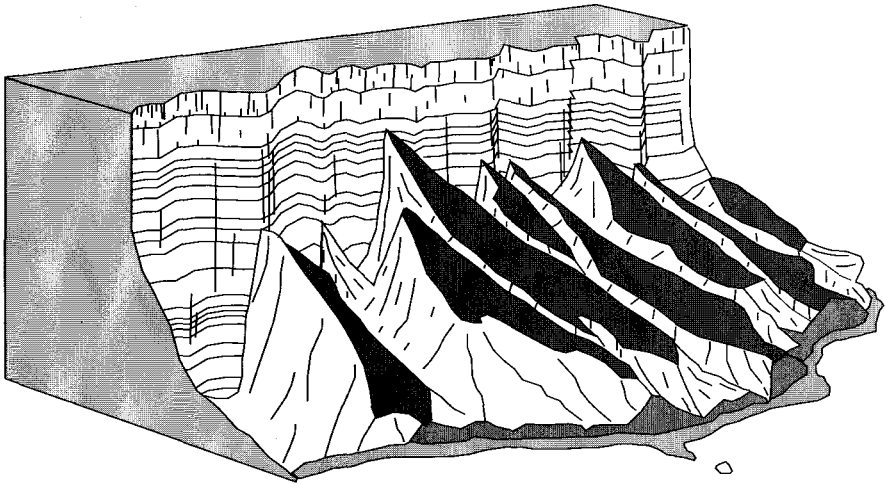


Figura III.26. - Abanico detrítico del tramo del Risco de Famara comprendido entre La Punta del Roque y la Punta de Gayo. Obsérvense las profundas incisiones torrenciales y el acantilamiento que caracteriza a su frente

Ahora bien, tanto la altura, como la estructura y la constitución interna de los escarpes y laderas sobre las que se han desarrollado estos depósitos parecen haber jugado un papel fundamental en su aparición y evolución.

En el tramo del Risco de Famara que transcurre entre El Rincón del Castillejo y Morro del Hueso, se observa una disminución progresiva del tamaño de los abanicos aluviales hacia el sector suroccidental, salvo en las áreas en que éstos se han formado como consecuencia de la actividad de los torrentes más desarrollados del Barranco de La Horca y Barranco de Maramajo. Ello pone de manifiesto, una vez más, el evidente control que la estructura impone a las formas de modelado, pues como ya

hemos señalado con anterioridad, el escarpe va perdiendo altura de modo gradual en esa dirección. En Los Ajaches puede observarse algo similar en el escarpe que se desarrolla entre el Pico de La Aceituna y los Morros del Hacha Chica.

Por otro lado, los abanicos más espectaculares, por su tamaño y potencia, parecen haberse generado en escarpes constituidos por secuencias de coladas muy homogéneas, con algunos niveles piroclásticos interestratificados y configurados por capas de escasa potencia; muy proclives, por tanto, a su dismantelamiento. Caracterizan, por ello, a los sectores occidentales de los macizos, apareciendo ampliamente representados en el tramo más meridional de el Risco de Famara, donde los materiales que aflo-

ran pertenecen en lo esencial a la segunda secuencia geológica establecida en el macizo, y en torno a la base occidental del Pico de Hacha Grande en Los Ajaches.

Por el contrario, la estructura de algunos escarpes, coronados por coladas de lava muy potentes y con escasos niveles piroclásticos interestratificados, ha dificultado los procesos de incisión y el desarrollo de los sectores de captación de agua sobre los antiguos acantilados. De este modo, las pequeñas cuencas labradas en paredes con estos caracteres presentan una morfología en embudo que recuerda más a canales de detritus que a cuencas de recepción propiamente dichas. En otras islas donde también están presentes, como las desarrolladas en El Golfo —en la isla de El Hierro—, se les da el significativo nombre de “fugas”. Los pequeños torrentes y barranqueras generadas a partir de ellas han dado lugar a la formación de abanicos detríticos de menor amplitud espacial y potencia, como los que se desarrollan en los tramos comprendidos entre Los Mariscales y el Rincón del Castillejo, en Famara, y al pie de la Montaña de La Cinta, en Los Ajaches.

Estos hechos explican además que sectores muy próximos entre sí y sometidos, por ello, a condiciones climáticas iguales, como son los tramos que se disponen entre Los Mariscales y el Rincón del Castillejo y entre este último punto y El Morro del Hueso, en Famara, muestren depósitos con caracteres en apariencia tan distintos.

Pero, además, en muchas ocasiones, esta estructura poco proclive al desmantelamiento ha inhibido los procesos de arroyada concentrada, impidiendo así la formación de abanicos detríticos bien definidos. En este último caso, y siempre que la plataforma de base posea un desarrollo de cierta entidad, los conos de derrubios

pasan de modo prácticamente imperceptible a depósitos de carácter torrencial, con dominio de cantos de menor tamaño, más redondeados y estratificados en lechos bien marcados.



Figura III.27.- Depósitos distales de los abanicos detríticos desarrollados en la vertiente occidental del Macizo de Los Ajaches

En el Macizo de Famara, el cierre ocasionado por la instalación de coladas en el sector de desembocadura de algunos de los grandes valles (Tenegüime, Palomo, Valle de Fuente Dulce, Valle de Fuente Salada, entre otros) ha determinado que los materiales acarreados por estos barrancos se derramen a su salida dando lugar a la formación de abanicos torrenciales más o menos desarrollados. El tamaño de estos conos es, evidentemente, proporcional a la superficie de la cuenca que los alimenta y están constituidos por bloques redondeados groseros. Sin embargo, la diferencia principal de estos abanicos detríticos con respecto a los que se disponen en los fren-

tes acantilados y en las laderas de los valles más amplios es su escasa pendiente general y su tránsito gradual, en sus sectores más distales, hacia amplias zonas de acumulación endorreica.

3.3.- Los depósitos mixtos

En los sectores ubicados en las cercanías del litoral o en áreas de sople constante de flujos ventosos en el momento de su génesis, las potentes formaciones coluviales y torrenciales se apoyan e imbrican con niveles de arenas eólicas y muestran por ello caracteres mixtos.

Depósitos con estos rasgos son observables a lo largo del tramo de el Risco de

Famara que se desarrolla entre la Punta de Los Lomillos y el Morro del Hueso. La existencia de un nivel de arenas más o menos continuo a lo largo de todo este tramo en la base de los depósitos sugiere que su formación debió de producirse como consecuencia del sople constante de flujos arenosos desde el litoral hacia el interior de la isla, que fueron interceptados por el obstáculo que suponía la pared. Estos obstáculos impidieron el avance de las arenas y favorecieron su acumulación al pie del cantil, dando lugar a la formación de dunas trepadoras que terminaron por imbricarse con los materiales detríticos procedentes de la erosión de la pared.

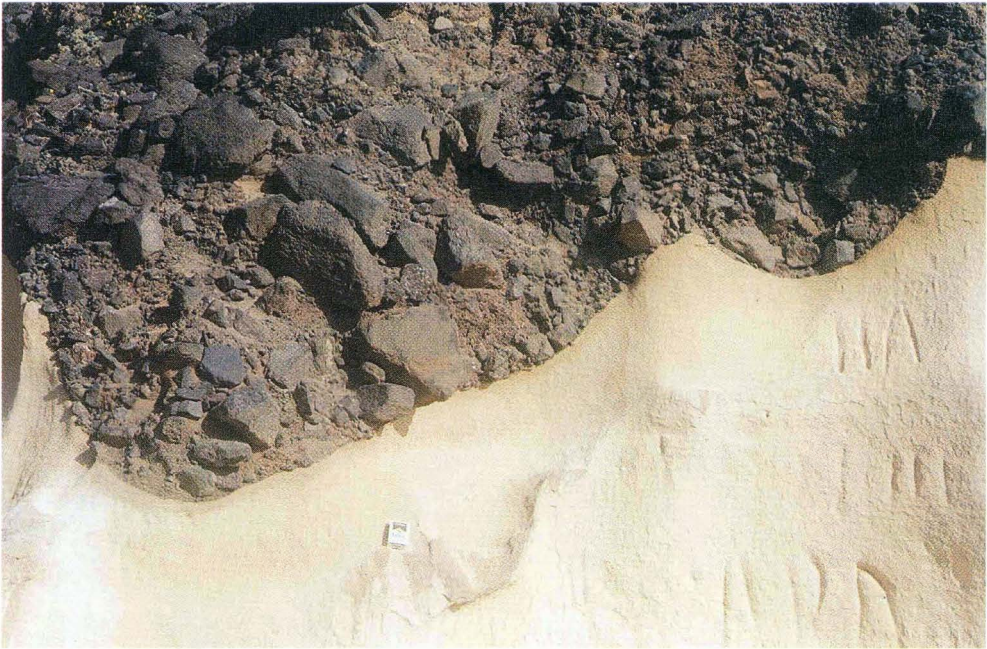


Figura III.28.- Depósitos mixtos del pie del Risco de Famara, con canales de erosión torrencial

La existencia de pequeños canales de erosión en el techo de las arenas y el carácter nítido del contacto entre éstas y los depósitos detríticos suprayacentes, así como los rasgos sedimentológicos de estos

últimos, ponen de manifiesto su carácter marcadamente torrencial. Es obvio, por tanto, que los procesos de sedimentación eólica fueron interrumpidos de forma brusca por flujos torrenciales generados

por lluvias de fuerte intensidad. De manera local, interestratificados también en estos mismos depósitos se desarrollan pequeños paleosuelos de coloraciones rojizas que indican un cambio hacia situaciones morfoclimáticas de mayor humedad, capaces de producir procesos de alteración de cierta

entidad pero incompatibles con el desalojo o transporte de detritus.

Sin embargo, en algunos lugares, como en las cercanías del Morro del Hueso, las dunas trepadoras llegaron a alcanzar la parte superior de la pared, tapizándola totalmente. En esos puntos, el recubri-

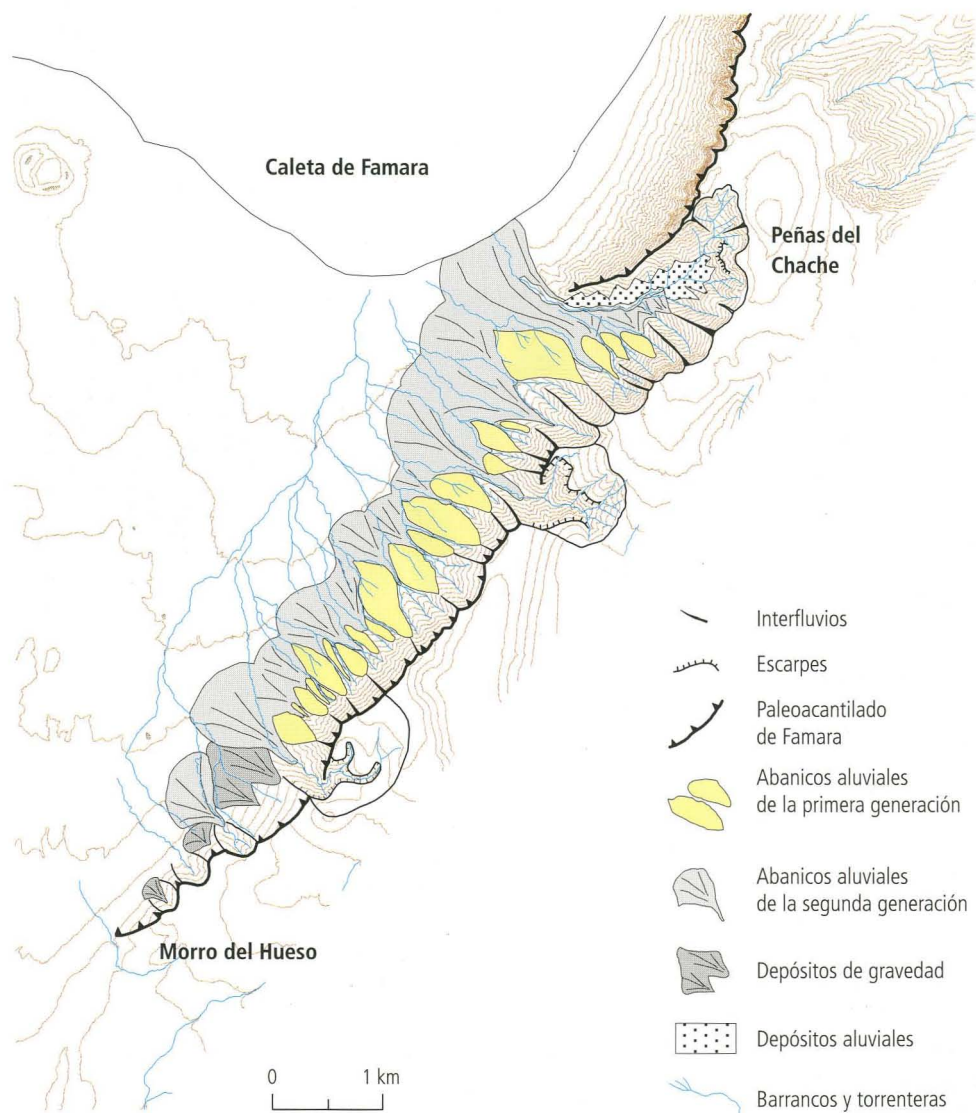


Figura III.29.- Las dos generaciones de abanicos aluviales del sector de el Risco de Famara comprendido entre el Rincón del Castillejo y Morro del Hueso

miento de arenas de la parte alta de las vertientes inhibió los procesos coluviales y torrenciales y los taludes se formaron de modo casi exclusivo a expensas de las acumulaciones de arenas. La formación posterior de potentes costras calcáreas impidió su desmantelamiento durante las fases morfoclimáticas posteriores y permitieron su pervivencia hasta nuestros días.

Por otro lado, la presencia de arenas organógenas interestratificadas a distintos niveles y en formaciones de distintas generaciones con los depósitos coluviales y torrenciales indica, además, que dicha situación se repetiría hacia el techo de la formación, reproduciéndose con cierta asiduidad a lo largo del Pleistoceno. En los depósitos más recientes, situados al pie del tramo meridional de el Risco de Famara, la intercalación de arenas eólicas entre depósitos torrenciales y pequeños paleosuelos indican la alternancia de fases húmedas, capaces de producir procesos de alteración de cierta entidad, pertenecientes a episodios desarrollados hacia el Würm medio (Hillari-Marcel *et al*, 1995) y fases áridas más recientes.

3.4.- Los glacis de acumulación

En muchos puntos de ambos macizos, la amplitud de las superficies que se sitúan al pie de los escarpes labrados sobre la serie antigua de la isla permite la coalescencia e imbricación de los depósitos detríticos en sus partes más distales, derramándose a partir de ellas en amplias superficies y dando lugar a la aparición de formas que corresponden a amplios glacis de acumulación poligénicos y policrónicos.

Esos glacis constituyen sectores de topografías suaves, con pendientes que no exceden los 10° en sus tramos más altos y desniveles prácticamente nulos en sus

puntos más alejados. Se trata, por tanto, de formaciones detríticas de cantos de pequeño tamaño, englobados en una matriz fina que se han formado a expensas de los depósitos distales de los taludes y abanicos detríticos que se forman al pie de los grandes escarpes. Ausentes en el interior de los valles, los glacis se han desarrollado sobre todo en los sectores llanos o de pendientes muy suaves constituidos por materiales volcánicos de las Series II y III que enlazan con la amplia llanura de El Jable en el Macizo de Famara y sobre la plataforma de abrasión marina del Mioceno existente al sur del Macizo de Los Ajaches. En este último, estos glacis parecen corresponder a dos fases diferenciadas, encontrándose excavados localmente por ramblas, lo que parece indicar su carácter relicto.

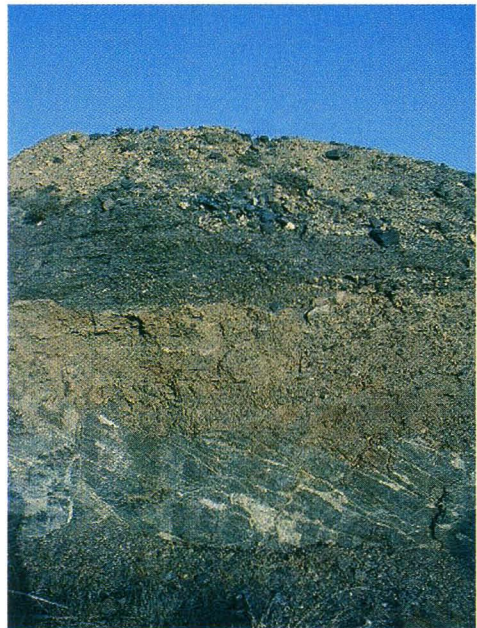


Figura III.30.- Los glacis de acumulación de Los Ajaches se apoyan sobre la plataforma de abrasión miocena y están constituidos por dos niveles detríticos diferenciados

C.4.- Las superficies pedregosas, los mantos de arcillas y los encostramientos calcáreos

Una buena parte de las superficies que configuran los lomos de los interfluvios y de las rampas exteriores tallados sobre la Serie I, los conos y coladas de la Serie II e incluso de las formas de acumulación más antiguas de ambos macizos están caracterizadas por la existencia de superficies pedregosas y caliches. Estas son formas de modelado de detalle, características de sistemas morfogénéticos áridos. Sobre los volcanes de la Serie II B y algunos de la Serie III se desarrollan también, además, potentes mantos de arcillas rojas, muy erosionados y recortados por barranqueras estrechas y profundas, denominadas cárcavas —badlands—, que originan un paisaje de detalle atormentado.

Los caliches constituyen niveles superficiales, o situados a poca profundidad, formados como consecuencia de la cementación de carbonato cálcico procedente de aportes eólicos (Coudé-Gausson y Rognon, 1988 y 1993) de arenas de carácter organógeno del litoral insular o de invasiones de aire sahariano. Según C. Criado (1995) la génesis de estas costras calcáreas canarias aún no ha sido bien establecida, aunque se piensa que se produce en varias fases. Así, inicialmente y como consecuencia de episodios lo suficientemente húmedos para disolver los carbonatos existentes en superficie, éstos son transportados a cierta profundidad de las formaciones superficiales donde se precipitan. Una fase siguiente de intensa erosión barre las formaciones suprayacentes y los niveles de carbonatos afloran en superficie. Se generan entonces capas de carbonatos de color ocre amarillento que se comportan como auténticas cora-

zas que protegen de la erosión a las formas sobre las que se desarrollan.



Figura III.31.- Costras de carbonatos sobre los materiales de la Serie II del Macizo de Famara

Su presencia en superficie ha sido utilizada por muchos de los autores que han estudiado la isla —p. ej. Fuster *et al*, 1968— como medio de datación relativa de las formas sobre las que se desarrollan, señalando que las más antiguas son las que poseen los caliches en superficie. La génesis de suelos carbonatados ha sido utilizada para reconocer las etapas semiáridas de la historia paleoclimática más reciente de la isla y para separar las formas asociadas al Pleistoceno Superior de las holocenas, distinguiéndose dos fases: una producida hace aproximadamente unos 18.000 años y otra generada a fines del Pleistoceno y comienzos del Holoceno. Estos dos períodos corresponden a etapas de mayor humedad separadas por una fase árida que coincide con el pico de la última glaciación (Magaritz y Jahn, 1992).

Los pavimentos pedregosos constituyen superficies caracterizadas por la existencia de una capa de fragmentos rocosos de cantos, gravas o arenas gruesas. Estas superficies son características de ambientes de tipo semiárido de escasa cubierta vegetal y su origen parece relacionarse con procesos de erosión generados por arroyamiento difuso y por deflación eólica (Criado *et al*, 1998),

de modo que las fracciones más finas serían arrastradas por el agua y el viento, permaneciendo in situ sólo las más groseras. Este tipo de morfología de detalle caracteriza a amplios sectores del Macizo de Los Ajaches y de Famara, siendo particularmente llamativo sobre los lomos de los interfluvios principales de ambos macizos y sobre los depósitos detríticos de la generación más antigua que caracterizan a las laderas de las arterias de drenaje principales y del frente de los acantilados.

En las zonas de materiales más recientes de edad cuaternaria, en las que aún pueden seguirse en parte el trazado y la disposición de las corrientes lávicas, las superficies pedregosas son incompletas y están constituidas por una capa externa de fragmentos de escorias que se dispone sobre un substrato interno de materiales argílicos, bajo el que existen importantes encostramientos calcáreos (Torres, 1995). Su desarrollo suele estar ligado a la existencia de coladas de lava de cierta antigüedad y se asocia de modo preferente a los malpaíses pertenecientes a la Serie II y III.

La estabilidad de las superficies pedregosas suele ser bastante alta bajo las condiciones climáticas actuales y como consecuencia esta capa exterior protege al suelo de las acciones erosivas. No obstante, la intervención humana ha determinado que en muchos sectores de la isla se hayan producido discontinuidades en las superficies pedregosas, lo que unido a precipitaciones de cierta intensidad, determina una acentuación de los procesos de erosión y la pérdida importante de los suelos infrayacentes.

Los mantos de arcillas rojas se generan a partir de procesos de alteración que han afectado fundamentalmente a los conos volcánicos de la Serie II B y algunos de la Serie III, aunque pueden encontrarse tam-

bién en sectores de la Serie I rejuvenecidos por piroclastos de series más recientes. Se trata de suelos muy carbonatados, con horizontes argílicos bien desarrollados y profundos (Hernández *et al*, 1991), caracterizados por su textura arcillosa y elevado contenido en sodio (Torres 1995) que parecen haberse formado en paleoclimas húmedos, con precipitaciones regularmente repartidas (Criado, 1993). Su presencia es manifiesta en los alrededores de Teguiise, donde se asocian al cono y las coladas de Guanapay. La escasa permeabilidad de estos suelos, así como su textura y alto contenido en sodio, determina que se vean sometidos a importantes procesos de arroyamiento concentrado, que han terminado por generar la aparición de un paisaje dominado por cárcavas.

La presencia de badlands no afecta sólo a este tipo de materiales, pudiendo ser observados en muchos lomos labrados sobre la Serie I y constituidos por rocas blandas. Criado (1985) señala que estas formas de erosión se generan a partir del colapso de galerías subterráneas, excavadas por el agua infiltrada en las grietas de desecación, con ocasión de lluvias intensas.

IV.2.- Aproximación a la evolución morfoclimática

Una vez finalizadas las fases de construcción más antiguas de los macizos y durante el largo período de calma que media entre la terminación de las estructuras volcánicas miocenas y la emisión de los primeros materiales de la Serie II —con edades de 2,7 ma en Montaña Roja, Los Ajaches y en torno a 1 ma en el sector de Guanapay-Temeje, en Famara— los procesos de erosión dieron lugar a la entalladura de amplios y profundos barrancos y a la generación, en la costa, de litorales acantilados.

Como en otros macizos de Canarias (Criado y Yanes, 1981; Criado, 1981, 1990, 1991; Luis González, 1990 y Arozena, 1990) el vaciamiento efectuado en los macizos de Lanzarote por la erosión torrencial parece ser el legado de condiciones climáticas diferentes a las actuales. De este modo, los grandes valles que tallan ambos macizos deben haber sido generados por la alternancia de fases húmedas, con escorrentías concentradas y caudales continuos importantes que favorecerían la incisión de los cauces y la removilización y desalojo de los materiales de acarreo, y fases morfoclimáticas de mayor sequedad, durante las cuales se produciría un mayor retroceso de las vertientes, en una situación y evolución similar a la establecida en la vecina isla de Fuerteventura (Criado, 1991). La actuación de este tipo de condiciones ambientales en conjuntos de gran heterogeneidad litológica explica las palpables diferencias morfológicas existentes entre los grandes y profundos valles tallados sobre los materiales de la Serie I de Famara y de Los Ajaches.

Aunque es difícil precisar con detalle el momento de elaboración de estas arterias torrenciales, todos los datos disponibles apuntan a que constituyen redes de drenaje antiguas. De este modo, y si bien como hemos visto, el inicio de estas fases de excavación torrencial se sitúa hacia el Mioceno Medio, lo fundamental de su elaboración parece corresponder a etapas húmedas finiterciarias y pliocenas en Los Ajaches y pliocenas, en Famara. Constituyen, por tanto, formas heredadas de situaciones paleoambientales marcadamente diferentes a las actuales, pero que han seguido evolucionando, en la mayor parte de los casos durante el Pleistoceno. Ahora bien, en ambos macizos pueden reconocerse de manera puntual niveles de erosión dife-

rentes. En Los Ajaches existen al menos cuatro niveles de erosión diferenciados que de más antiguo a más moderno pueden reconocerse en el Valle del Higueral, las pequeñas cuencas talladas en los interfluvios existentes entre los valles de La Casita y Parrado, en los barrancos de Los Dises y Parrado, en el Valle de Femés y, por último en el de Fenauso. En el sector septentrional de Famara, es posible también diferenciar al menos otros cuatro niveles de erosión.

En cualquier caso, algunos datos nos permiten precisar de modo aproximado la fecha de elaboración de los valles principales. Las líneas maestras de estas formas estaban establecidas con anterioridad al desarrollo de las erupciones de la Serie II, pues los edificios volcánicos y las coladas correspondientes a esta serie se instalaron tanto en el interior como en los sectores de salida de algunos de los valles principales de ambos macizos, obturando de modo parcial sus cauces y cerrando temporal o definitivamente su drenaje. No obstante, las diferencias de edad de ambos macizos se manifiestan también en algunos de los rasgos que caracterizan a sus redes hidrográficas. De este modo, en el Macizo de Los Ajaches las cuencas muestran mayores densidades de drenaje y mayor jerarquía general que las de Famara, al tiempo que tanto la longitud total de los cauces como las longitudes de sus cauces principales son inferiores. Estos datos parecen estar indicando un grado de desmantelamiento y evolución mucho más acusado en Los Ajaches que en Famara, lo cual parece coherente con las edades relativas de estos dos macizos.

Hacia fines del Mioceno se inició también la formación de los potentes acantilados costeros que bordean ambos macizos por el este y por el oeste, originándose primero en Los Ajaches y elaborándose entre

principios y finales del Plioceno, en Famara. La existencia de valles acéfalos o decapitados y de barrancos colgados en las partes sumitales de estos acantilados indica que su terminación es, al menos en parte, posterior al establecimiento de la red de drenaje y en algunos sectores anterior a la Serie II. El mayor desarrollo en altura de los acantilados occidentales parece ser resultado de la existencia de marcados contrastes de dinámica litoral según vertientes, y producidos en relación con los sectores de penetración de borrascas desde el NW y N.

De este modo, hacia fines del Plioceno estaban ya establecidos los rasgos morfológicos más destacados del relieve de los macizos antiguos; durante el Pleistoceno, y como resultado de la sucesión de distintas pulsaciones climáticas, se produjeron importantes fases de acumulación y nuevas fases de incisión que introdujeron sólo pequeños retoques al modelado establecido con anterioridad.



Figura III.32.- En las cercanías del Morro del Hueso pueden observarse los materiales horizontales que constituyen la Serie I sobre la que se elabora el Risco de Famara y las coladas de la Serie II, cayendo discordantemente desde la parte superior de la pared y procedentes de los conjuntos volcánicos meridionales del macizo

Así, del mismo modo que no todas las formaciones sedimentarias instaladas en los valles y en los frentes acantilados de los

macizos antiguos responden a los mismos mecanismos genéticos, no todas ellas, además, se han elaborado de modo sincrónico y bajo las mismas condiciones climáticas. De hecho, la mayoría de estos depósitos constituyen formas relictas o heredadas pertenecientes al Pleistoceno y generadas bajo condiciones climáticas diferentes a las de hoy en día, unas veces más húmedas y otras más áridas que las que caracterizan en la actualidad al ambiente morfoclimático de la isla. La sucesión y repetición de fases a lo largo del Pleistoceno permiten la coexistencia espacial de formas muy similares, pero que se han producido en momentos diferentes de la historia paleoclimática, perteneciendo a generaciones distintas. No obstante, la mayoría de las formaciones sedimentarias existentes en los macizos se han elaborado durante etapas pleistocenas y relativamente recientes. Ello lleva implícito lagunas temporales importantes, sobre todo por lo que se refiere a las etapas más antiguas. En cualquier caso, los depósitos que han perdurado constituyen las huellas visibles que permiten establecer las fases evolutivas de la historia geomorfológica más reciente de ambos macizos.

Ahora bien, como señala Criado (1991) para Fuerteventura, la evidente correlación existente entre este tipo de formaciones y los relieves labrados sobre las Series Antiguas de Lanzarote, pone de manifiesto que su distribución actual no obedece sólo a razones de tipo morfoclimático —puesto que se supone que estas formas fueron generadas en el transcurso de crisis climáticas que afectaron de modo unitario a toda la isla— sino que está sujeta a un fuerte control topográfico y litoestructural.

Carecemos de dataciones radiométricas y de estudios detallados que nos permitan definir con certeza la edad de todas estas

formaciones superficiales y establecer una secuencia pormenorizada y rigurosa de la evolución morfoclimática operada a lo largo del Pleistoceno. No obstante, las evidentes similitudes existentes entre las formaciones detríticas de esta isla con las que han sido descritas por Criado para Fuerteventura —donde en la actualidad reinan condiciones ambientales muy similares y donde, es lógico suponer, por tanto, que también esas condiciones mostraban rasgos muy semejantes en el pasado—, así como los datos obtenidos del análisis de todas estas formas, junto con la existencia de algunas dataciones permiten establecer las líneas maestras de dicha evolución.

De modo generalizado, en todos estos depósitos es posible distinguir claramente dos generaciones. Los depósitos más antiguos ocupan una posición topográfica más alta, muestran coloraciones blanquecinas y pardas que los hacen destacar en el paisaje y que son resultado de la existencia en superficie de costras carbonatadas de estructura masiva y sólida, se encuentran incididos por barranqueras y flanqueados y bordeados en su base por depósitos más recientes, de tonos grisáceos.

En las áreas donde ocupan una posición cercana al litoral o en sectores de penetración de flujos arenosos, los depósitos coluviales y torrenciales de esta generación se apoyan e imbrican con niveles de arenas organógenas, mostrando caracteres mixtos. Todos estos datos sugieren que su formación debe relacionarse con la existencia de una crisis climática de carácter subárido, en la que alternarían subfases secas, que permitirían la formación de dunas en las cercanías del litoral, y otras de lluvias breves y violentas que provocarían la removilización

y el arrastre de materiales coluviales y torrenciales en el interior de la isla. Su formación, además, debió coincidir con una etapa claramente regresiva que permitió la movilización de las arenas procedentes de la plataforma de abrasión formada a expensas del retroceso del cantil; de hecho, todas las arenas derivan de depósitos marinos que contienen fauna de aguas cálidas del final del Mioceno y principios del Plioceno¹¹. Es evidente que los depósitos de esta primera generación se formaron con posterioridad a la incisión de los grandes valles en los que se insertan y a la formación de los potentes acantilados que bordean los macizos, pero con anterioridad a algunas erupciones de la Serie III que los recubren, pudiendo, por ello, ser atribuidos al Pleistoceno antiguo-medio.



Figura III.33.- Las dos generaciones de abanicos detríticos del tramo meridional de el Risco de Famara son claramente perceptibles en el paisaje

La continuidad lateral de los depósitos de la generación antigua queda interrumpida por la presencia de pequeñas y cortas barranqueras que determinan que dichos depósitos queden recortados y colgados en las partes superiores de las laderas y los cantiles. No cabe duda, por tanto, de que entre la formación de los depósitos de la antigua generación y los de la nueva debió de existir una etapa de incisión relativamente

¹¹ Meco, J; Petit Marie, N; Fontugne, M; Shimmield, G. and Ramos, A.J.: "The quaternary deposits in Lanzarote and Fuerteventura (Easter Canary Islands, Spain): An Overview". *Climates of the Past*.

importante durante la cual se generaron condiciones topográficas que influirían de manera decisiva en el desarrollo de la subsecuente etapa de acumulación.

Durante esta etapa de incisión finipleistocena, en las laderas y los sectores escarpados más proclives al desmantelamiento —es decir, constituidos por apilamientos lávicos más o menos homogéneos y con la intercalación de algunos niveles piroclásticos— se generaron pequeñas cuencas de drenaje. En los escarpes a cuyo techo culminan potentes capas lávicas la incisión se vio ralentizada por la estructura de la pared y tan sólo localmente, coincidiendo con sectores de afloramientos piroclásticos interestratificados con las coladas, pudieron desarrollarse entalladuras erosivas de importancia.

Con posterioridad, la vuelta a condiciones climáticas similares a las que generaron los depósitos de la primera generación, con lluvias espasmódicas e intensas, intercaladas con etapas de mayor sequedad, encontraron en determinados sectores de los escarpes condiciones topográficas que permitieron la acción puntual de la arroyada y la formación de abanicos detríticos de carácter torrencial. No obstante, en los sectores donde la erosión no pudo elaborar sobre las laderas cuencas de pequeño tamaño, los depósitos de la nueva generación se emplazaron sobre los de la antigua dando lugar a la formación de acumulaciones de mayor continuidad lateral y potencia y de carácter policrónico. El rasgo más destacado de estos depósitos es la existencia de capas carbonatadas, interestratificadas en los materiales detríticos y situadas a niveles poco profundos. También durante esta fase, la penetración de arenas desde el litoral permitió su interestratificación entre depósitos torrenciales y niveles

de suelo que indican la alternancia de fases húmedas, desarrolladas durante el Würm medio, y etapas más secas producidas con posterioridad a dicho período.

Para Fuerteventura, Criado (1991) señala que los conos de deyección de la generación más moderna corresponden a formas de carácter relicto, dada la relativa abundancia de vegetación instalada sobre ellos y la existencia de las llamativas disecaciones que presentan, con la presencia de pequeñas barranqueras y ramblas que tienen su punto de partida en los vértices de los conos. De hecho, en Lanzarote, algunos de estos depósitos se encuentran acantilados y exhiben a su pie un nivel marino fósil localizado a una altura de + 2 m, lo que indudablemente indica su formación previa a la transgresión Mella-hiense-Flandriense que los acantila, producida entre los 3.640 + 70 B.P. y los 1.400 + 100 B.P.

Ahora bien, aunque es evidente que estos abanicos aluviales corresponden a depósitos generados en las fases finipleistocenas, su consideración de formas heredadas no resulta siempre tan clara. Como señala Colombo (1989), la existencia de cubierta vegetal sobre los abanicos aluviales no constituye un obstáculo importante para el desarrollo de éstos, que crecen en las zonas que son sedimentariamente activas, mientras que permanecen estables y se instala la vegetación en las áreas abandonadas. En este sentido, existe incluso una distribución de la vegetación que marca los puntos donde estos abanicos aluviales han sido dinámicamente activos en tiempos muy recientes. Por otro lado, además, la presencia de incisiones en el ápice de estos cuerpos sedimentarios se genera por la propia dinámica de los abanicos, constituyendo un elemento típico

de estas formaciones sedimentarias. Sólo cuando las incisiones se localizan a ambos lados del ápice de los abanicos o cuando éstos se encuentran incididos en su base, o acantilados, puede considerarse que se trata de abanicos relictos.

En determinados sectores, como ocurre en el tramo septentrional del escarpe de Famara, sobre estos depósitos se apoyan coladas pertenecientes a conjuntos volcánicos de la Serie IV, como La Corona y Los Helechos, lo que demuestra su existencia previa a la formación de estos conjuntos volcánicos. Ahora bien, conviene tener presente que tanto las coladas del conjunto de Los Helechos como las de La Corona ubicadas al pie del Risco de Famara, muestran además recubrimientos superficiales de materiales detríticos, de modo que resulta difícil establecer los límites exactos de las mismas. Ello significa que los depósitos han permanecido activos con posterioridad a dichas erupciones. Este hecho parece con-

firmarse en el sector de la Montaña de La Cinta en Los Ajaches, donde algunos de los abanicos aluviales de la última generación —sobre todo aquellos cuyas áreas fuentes quedan más cercanas a la base del escarpe— se apoyan sobre las corrientes de lava generadas durante la erupción de 1730-1736, lo que indudablemente señala su funcionalidad reciente. Igualmente indicativa de su funcionalidad actual es la instalación de sistemas de acogida de agua, como las gavias, construidas sobre algunos de los canales desarrollados en estos abanicos torrenciales. Aunque es difícil establecer su cronología precisa, todo parece indicar que corresponden a formaciones sedimentarias policrónicas, es decir, elaboradas como consecuencia de la superposición espacial de los efectos generados durante las últimas pulsaciones climáticas, algunas de cuyas fases de acumulación y de incisión pertenecen ya claramente al período histórico.

CAPÍTULO IV

Las cadenas volcánicas del sector central de la isla

I. Introducción

Salvo algunos retazos aislados pertenecientes a las Series volcánicas tabulares antiguas, comprendidos entre las estribaciones meridionales del Macizo de Famara y las septentrionales del Macizo de Los Ajaches, el sector central de la isla de Lanzarote se construye a partir de los productos emitidos durante erupciones monogénicas de naturaleza basáltica y edad plio-cuaternaria, pertenecientes a las Series II, III y IV. En sentido estricto, en esta área de Lanzarote se sitúan sólo parte de los edificios englobados en estas series, pues, como hemos visto, un buen número de ellos se dispone en el interior o en la periferia de los macizos antiguos de la isla.

La totalidad de los productos emitidos durante estas erupciones se dispone en superficie conformando edificios volcánicos simples, constituidos por uno o varios conos volcánicos y por coladas de lava. Todos estos aparatos aparecen más o menos agrupados formando alineaciones o pequeñas cadenas volcánicas en torno a pautas tectónicas de rumbos dominantes, constituyendo sistemas volcánicos lineales de gran desarrollo longitudinal. Fuera de los rosarios de conos, el paisaje está definido por la existencia de estrechos pasillos intervolcánicos, dispuestos de forma más o menos paralela a las alineaciones volcánicas, y rampas de topografía tendida y amplitud variable inclinadas de forma

suave hacia el mar. Estas superficies se configuran a partir del apilamiento y la yuxtaposición de las coladas de lava derramadas desde los distintos centros de emisión.

La actividad volcánica de esta área se prolonga a lo largo de todo el Pleistoceno, presentando un máximo durante el Pleistoceno Inferior (Coello *et al*, 1992), correspondiendo las últimas manifestaciones a tiempos históricos. Casi un tercio de la superficie de todo este sector está profundamente remodelada por los materiales de las erupciones producidas en los siglos XVIII y XIX.

La primera parte de este capítulo la dedicaremos al estudio del relieve asociado a las Series volcánicas II, III y IV. No obstante, dada la magnitud y los caracteres de las erupciones históricas de esta isla, dedicaremos la segunda parte a analizar sus rasgos más sobresalientes. Ello no significa, no obstante, que los conjuntos eruptivos derivados de estas erupciones no sean tenidos también en cuenta en el análisis conjunto de conos y coladas de lava, y de sus principales rasgos de modelado.

II. Las formas volcánicas

La totalidad de los materiales de las Series II, III y IV pertenece a magmas básicos, con un contenido en sílice que oscila entre el 43% y el 55% y con una notable proporción de gases disueltos bajo los efectos de la presión. Este magma asciende

desde el interior a través de grietas y fisuras, entra en contacto con la atmósfera y es derramado en superficie bajo la forma de coladas —actividad volcánica efusiva— o proyectado al aire, mediante el concurso de los gases, como fragmentos más o menos groseros —actividad volcánica explosiva—.

Los dinamismos eruptivos ligados a los magmas básicos se caracterizan por presentar índices de explosividad débiles, pero lo suficientemente importantes como para construir pequeños edificios volcánicos alrededor de las bocas eruptivas y dar lugar a la emisión de lenguas de lava. Se generan, así, conjuntos eruptivos constituidos por pequeños conos volcánicos de carácter monogénico, desarrollados sobre todo a partir de mecanismos y dinámicas eruptivas de estilo estromboliano, y por una o varias coladas de lava. En ocasiones, sin embargo, estos magmas básicos, en su ascenso hacia la superficie, pueden entrar en contacto con rocas situadas a niveles más o menos profundos y empapadas en agua, o incluso con capas de agua externa, motivando el desarrollo de erupciones de mayor grado de explosividad y la aparición de comportamientos eruptivos de carácter hidromagmático.

II.1.- Morfología de los edificios volcánicos

La morfología de los conos y sistemas eruptivos del sector central de la isla traduce una gran variedad de tipos y procesos, de ambientes hidrogeológicos y de sistemas de fracturación. Las patentes variaciones en el tamaño de los conjuntos volcánicos, así como su grado de evolución, contribuyen, aún más si cabe, a dicha diversificación, de modo que es posible afirmar que cada volcán muestra una morfología propia que lo diferencia del resto.

I.A.- Los conjuntos magmáticos

La actividad volcánica estromboliana puede ser definida como una actividad mixta por cuanto es resultado de comportamientos eruptivos intermedios entre los tipos hawaianos, de carácter efusivo, vulcaniano, de tipo explosivo y domeano, de rasgos extrusivos. Los dinamismos estrombolianos se caracterizan por el desarrollo de emisiones rítmicas e intermitentes, con explosiones cada pocos minutos y el derrame de coladas lávicas. Dichas explosiones son provocadas por la expansión adiabática de los gases incluidos en el magma a niveles muy superficiales.

La mayor parte de los volcanes que configuran el centro insular han mostrado comportamientos eruptivos de este estilo. No obstante, tanto el volumen de lavas como la granulometría fina de los materiales arrojados indican comportamientos estrombolianos con fases emisivas o explosivas más acentuadas que las correspondientes a los dinamismos estrombolianos típicos y que pueden ser definidas como estrombo-vulcanianas o estrombohawaianas.

Los conos volcánicos con estos dinamismos se construyen como resultado de la proyección en el aire de fragmentos que se emiten desde una boca, a partir de la cual los materiales son expulsados de modo divergente y radial, describiendo trayectorias balísticas. El emplazamiento de los distintos fragmentos así emitidos se lleva a cabo de uno en uno, controlados tanto por la intensidad de la erupción como por la fuerza de la gravedad, generando lo que se denomina como depósitos piroclásticos de caída.

Los edificios estrombolianos están constituidos, en realidad, por una gran variedad de materiales entre los que destacan, los lapillis o rofe —fragmentos vacuolares cuyo

diámetro oscila entre 2 y 64 mm—, escorias —fragmentos altamente vesiculados mayores a 64 mm—, que pueden aparecer tanto sueltas como soldadas entre sí, bloques —fragmentos masivos de formas poliédricas mayores a 64 mm—, bombas volcánicas —fragmentos que adquieren su forma característica durante su trayectoria en el aire y que llegan al suelo ya solidificados— con tamaños y formas variables —que oscilan entre varios milímetros y 2 m y que pueden ser fusiformes, almendradas, esféricas, laminadas, gemeladas, etc.—. En los sectores cratéricos los materiales suelen presentar coloraciones rojizas que son resultado de su alteración térmica —debido al mantenimiento de temperaturas elevadas en su seno—, que provoca la oxidación del hierro, mientras que en los dorsos los materiales presentan coloraciones negruzcas o grisáceas puesto que los materiales caen lo suficientemente fríos como para ser alterados. Todos estos productos se disponen alrededor del cono presentando una granulometría tanto menor cuanto más alejados se encuentren de las bocas de emisión y cuanto mayor sea la intensidad de las explosiones, formando capas de disposición periclinal y con buzamientos entre 27 y 38°. Los materiales más finos son, por tanto, los que más se alejan de los centros eruptivos y los que generan la aparición de mantos de lapilli que cubren áreas que van desde algunas decenas de metros a varios kilómetros alrededor de los puntos de emisión.

Desde estos edificios parten coladas lávicas que, unas veces individualizadas y otras configurando mantos de lava, se alejan de las bocas en función de su grado de fluidez, de su contenido en gas, del caudal emitido por unidad de tiempo, de la facilidad del escape de los gases, así como de la topografía sobre la que se derraman.

A.1.- Los conos volcánicos

Este tipo de actividad suele dar lugar por lo común, y si no existe ningún tipo de perturbación, a edificios troncocónicos simétricos y muy simples, con cráteres centrales en embudo y conos anulares de gran regularidad de formas. Estos edificios pueden aparecer asociados a flujos lávicos que se derraman tanto a partir de los cráteres centrales como a lo largo de fisuras localizadas en su base. Los edificios pleistocenos de Las Calderetas, Caldera Quemada, Montaña Iguadén y Caldera de Las Chozas, de un lado, y a algunos de los conos volcánicos históricos inscritos en el conjunto de Montañas del Fuego, de otro, constituyen conos volcánicos con este tipo de fisonomía.

La regularidad morfológica de los conos volcánicos estrombolianos no siempre es tan perfecta como para constituir conos anulares simples y simétricos; de hecho, en la mayoría de los casos esta morfología está modificada por diversos factores entre los que destacan: el derrame de coladas, el efecto del viento durante la erupción, el sistema de fracturación utilizado, la topografía de emplazamiento del cono volcánico, la inclinación del conducto eruptivo, el número y la configuración de los cráteres, la sucesión de fases de distinto estilo o intensidad y los procesos de asentamiento de los materiales una vez terminada la erupción. La morfología actual de estos conos depende también de su grado de erosión; como norma y bajo condiciones climáticas similares, el desmantelamiento de los edificios está en estrecha dependencia con el tipo de materiales que configuran los conos y, como no, con su edad relativa.

Teniendo en cuenta que en la morfología de los edificios volcánicos todos estos factores pueden intervenir independientemente o combinados entre sí, es evidente que la

fisonomía que poseen no es siempre tan simple. De hecho de los 129 conos que existen en el área central de la isla, sólo cinco, como ya hemos señalado, corresponden a conos anulares simétricos perfectos.

En muchas ocasiones los conos anulares, con cráteres simples de morfología en embudo y completamente cerrados, no

constituyen edificios simétricos. La acción del viento durante la erupción, con la acumulación de los clastos hacia el dorso de sotavento, o, también, la emisión de coladas desde los cráteres sumitales, que favorece el rebajamiento de uno de los flancos del cono, conllevan la formación de aparatos de flancos asimétricos, con un mayor

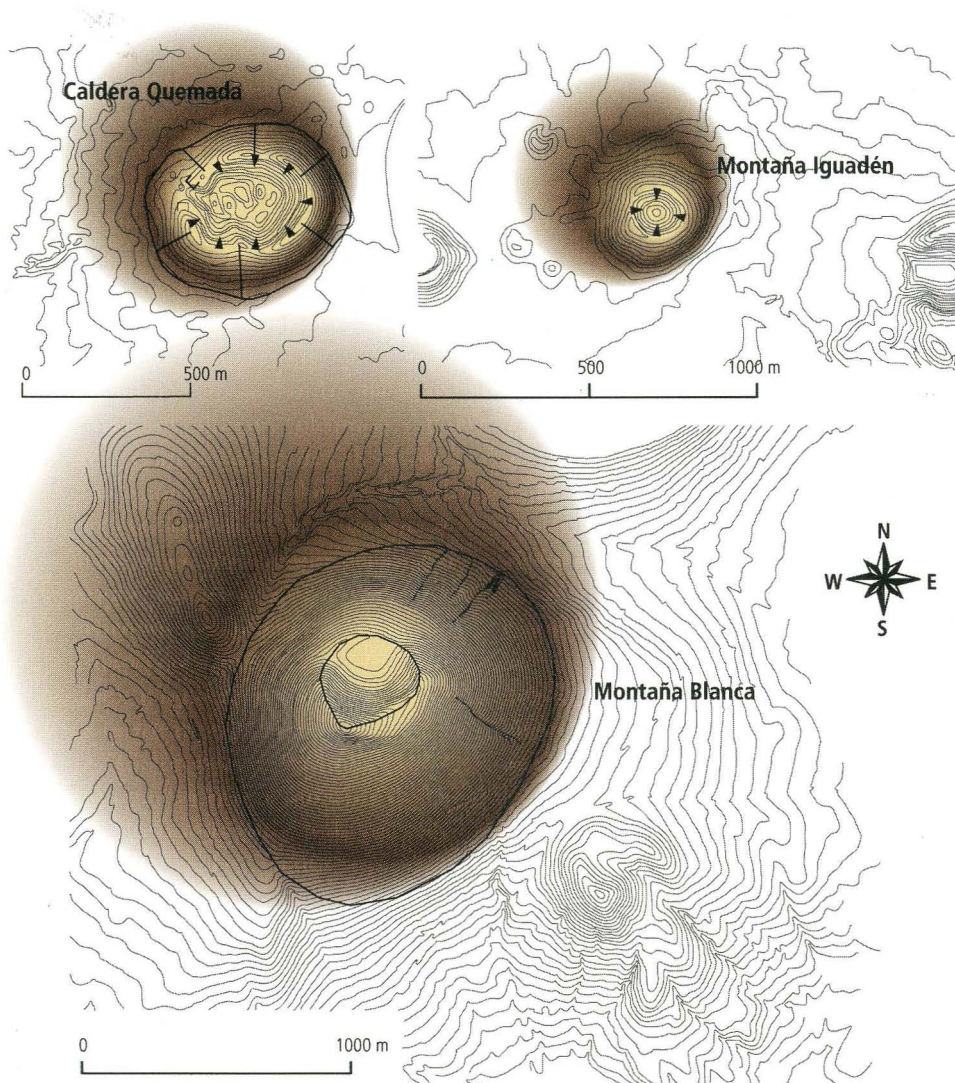


Figura IV.1.- Aunque los edificios volcánicos de Caldera Quemada, Montaña Iguadén y Montaña Blanca constituyen conos anulares no todos poseen, sin embargo, la misma configuración morfológica

desarrollo en altura y superficie de una de las laderas con respecto a las restantes. Los conos volcánicos de Montaña de Los Dolores, Montaña Blanca, Montaña Testeina y el Volcán de Guanapay pueden ser englobados en esta categoría. En otros casos, la construcción de los edificios a partir de fracturas de marcado desarrollo lineal determina que los cráteres se alarguen, en la dirección de la fractura y los conos aparezcan deformados longitudinalmente, mostrando configuraciones elípticas como los de Caldera Rajada y Caldera de la Rilla, pertenecientes a la erupción de 1730-1736.

Sin embargo, en la mayoría de las ocasiones, los cráteres, aunque simples, se encuentran abiertos en una determinada dirección, de modo que los conos que los alojan adoptan disposiciones en herradura muy definidas. Esta forma puede ser resultado de la actuación conjunta o independiente de varios factores. Entre ellos destacan: la inclinación del conducto volcánico, que orienta la columna eruptiva hacia un determinado sector; la actuación del viento durante el paroxismo, que permite el mayor desarrollo del flanco de sotavento, y, por último, la emisión de coladas siguiendo la dirección de máxima pendiente.¹ En algunos casos puede observarse que los fragmentos expulsados desde el cráter han sido arrastrados sistemáticamente por las coladas en movimiento, pues en las cercanías de los edificios volcánicos las lenguas de lava están casi sepultadas bajo importantes masas de escorias y lapillis; en otras ocasiones, sin embargo, la salida de las coladas produce el desmantelamiento del dorso del edificio y el arrastre de algunos

fragmentos del mismo sobre las lenguas de lava, generando la aparición de restos del aparato en lugares más o menos alejados de los puntos de emisión. Sobre las coladas aparecen entonces trozos desgajados del edificio a modo de pequeños promontorios de escorias soldadas o como monolitos masivos que son denominados “bloques erráticos”. La presencia de este tipo de formas en las coladas de 1730-36 ha sido muy bien descrita durante la erupción de Timanfaya:

...el bolcan asta oy abierto por la ultima boca junto a Mazo, y corriendo fuego por distintos brazos tan caudaloso como si fuera el Betis, aunque con la diferencia de que si en las aguas deste navegan leves maderos, en las llamas que vomita el dragon infernal de fuego, que destruye esta ysla, corren promontorios graves depeñas encendidas...²

Los edificios con forma en herradura son abundantes en la isla: Montaña Tinamala, Montaña Corona, Montaña Chica, Montaña Cabrera, Montaña Ubigue, Montaña de Maneje, Monte Mina, Montaña Bermeja de Los Lajares, Islote de Montaña Bermeja, Montaña Caldereta, Montaña Tamia, Montaña de Tao, Montaña Tingafa, El Volcán de Tizalaya, Caldera Honda, Montaña de La Meseta, Montaña Chibusque, Montaña del Valle de la Tranquilidad, Montaña Rodeos, Los Miraderos, Caldera Santa Catalina, Caldera Colorada, Montaña Negra, Montaña de Juan Bello, Monte Guatisea, Montaña Bermeja (El Morrete), Montaña Tera, La Montañeta, Montaña Conil, Montaña

¹ En algunas ocasiones se ha dicho que los conos en herradura pueden generarse también como consecuencia del desplome, durante el período activo, de uno de los flancos del edificio. En Lanzarote, no obstante, no parecen existir conos en herradura formados mediante este mecanismo.

² Carta de 29 de diciembre de 1730. Descripción del estado a que tiene reducida el volcán de la ysla de Lanzarote desde el 1º de septiembre de 1730 asta el 29 de diciembre del mismo año, asta el día 4 de abril del (17)31 ha perdido con fuego y arenas muchos lugares y casas de campo. Manuscrito del Archivo de Simancas. Sección Gracia y Justicia. Legajo 89.

Tegoyo, Cerro Tegoyo, Montaña de Los Olivos, Montaña del Caletón, Montaña Diama, Montaña Encantada, Montaña Bermeja (Los Hervideros), Montaña Chupaderos, Montaña Guardilama, Caldera de Gaida, La Montañeta de Tinastoria, Montaña Tinastoria, Montaña del Norte, Montaña Casas, Montaña de La Vieja, Montaña Mesa y Montaña Miguel Ruiz.

Sin embargo, aun perteneciendo a la misma categoría morfológica y presentando caracteres muy semejantes, no todos estos volcanes muestran los mismos rasgos. Entre ellos existe una gran variedad morfológica que resulta de las particularidades del emplazamiento de cada cono, de la forma de la escotadura que rompe sus flancos, de la configuración más o menos abierta, circular o elíptica de sus cráteres,

de la mayor o menor regularidad, pendiente, y simetría de sus flancos, del tipo de material predominante que los configura y, como no, de su tamaño y grado de desmantelamiento. Bajo el mismo modelo, se esconden, por tanto, variaciones morfológicas sustanciales que hacen de cada volcán un edificio con caracteres propios.

Ahora bien, no todos los edificios volcánicos de este sector de la isla se han construido a partir de un único cráter, abierto o cerrado, y han dado lugar a edificios anulares o en herradura de rasgos tan sencillos; muchos de ellos se caracterizan por poseer varios cráteres, dispuestos a lo largo de líneas claramente definidas, o aglomerados y arracimados en torno a un punto. En el primer caso, los edificios que los albergan pueden configurarse como conos simples, abiertos

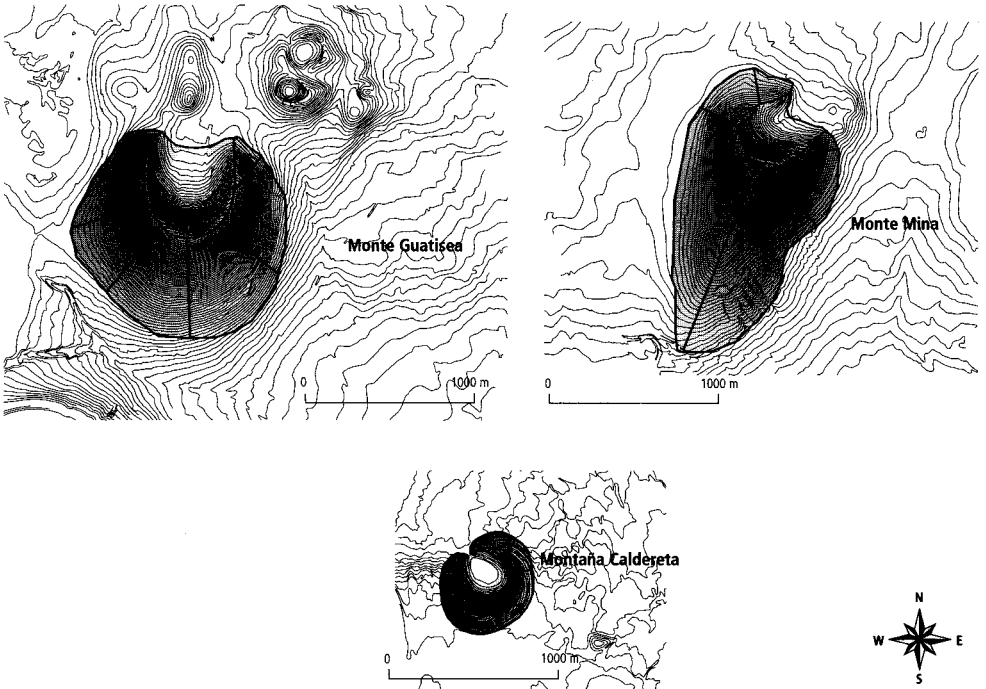


Figura IV.2.- La variedad morfológica de los conos volcánicos en herradura depende de factores como lugar de emplazamiento, forma de la escotadura de los flancos, configuración del edificio, pendiente y simetría de los flancos y tipo de material que los construye

o cerrados, pero siempre alargados en la dirección de los cráteres —Montaña Quemada, Caldera del Islo de la Vega, Montaña de la Vieja Gabriela, Caldera Roja, Montaña Rajada, Montaña del Cortijo, Montaña Mojón, Montaña de Las Lapas o del Cuervo, Montaña de Guenia y Montaña Tizalaya, entre otros— o bien disponerse como conos múltiples, imbricados y yuxtapuestos en torno a la línea cratérica —Volcán de Tinguatón, Montaña de Juan Perdomo, Montaña del Clérigo Duarte, Montaña de Tinajo, Montaña Timbaiba, etc.—. En el segundo caso, los edificios suelen ser más complejos y constituyen sistemas eruptivos de plantas variables y poco definidas; las configuraciones más destacadas de este tipo son las Montaña de Teneza, Zonzamas, Montañas de Señalo y Pico Partido y, la más emblemática de todas, el Macizo de Fuego.

En algunos casos, los cráteres de estos edificios parecen haber sido generados durante la misma fase de actividad volcánica, como los de Montaña Quemada, Caldera Roja o el Volcán de Tinguatón, por ejemplo. Otras veces, los sistemas cratéricos son resultado de la existencia de varios estadios de actividad durante los cuales puede haber desplazamiento de los puntos de salida, como en Pico Partido o en el Macizo del Fuego; o simplemente superposición de los mismos, como en Montaña Roja y Montaña Teneza. En este último caso, los cráteres aparecen embutidos unos en otros configurando sistemas eruptivos de gran complejidad de formas.

Como norma general, por tanto, los edificios volcánicos son tanto más complejos cuanto más complejo sea el sistema de fracturación que ha intervenido en su construcción.

Asociados a los sistemas eruptivos más complejos o insertos en algunas coladas de

lava se desarrollan una serie de construcciones volcánicas de pequeña envergadura constituidas por hornitos y pequeños conetes escoriáceos. Estos pequeños edificios se forman a partir de la emisión de chorros gaseosos que arrastran y proyectan al aire fragmentos muy fluidos de granulometría grosera. Estos fragmentos llegan al suelo en estado plástico, lo que les permite soldarse entre sí y formar pequeños acúmulos de escorias y jirones de lava, que dan lugar a pequeñas construcciones perforadas por chimeneas muy profundas y coronadas por muros más o menos abovedados. Ambos tipos de edificios suelen estar relacionados con fisuras y grietas eruptivas de comportamiento eminentemente efusivo y marcan el punto donde se produce la expulsión de gases, en cuyo caso se denominan “hornitos con raíz”. Otras veces, sin embargo, se disponen de forma más o menos caótica y de modo disperso sobre las superficies lávicas y son resultado de procesos de desgasificación desarrollados en su seno; la desconexión de estas construcciones menores con los conductos eruptivos explica su denominación de “hornitos sin raíz”.

Los conjuntos de hornitos con raíz más desarrollados son los que se relacionan con el sistema eruptivo de Timanfaya, localizándose al NW y SE del Macizo del Fuego y en los collados y en la periferia del conjunto de Pico-Partido y Montaña del Señalo, aunque podemos encontrarlos también de modo disperso asociados a muchos de los conos que configuran las Montañas del Fuego. En estos sectores los hornitos forman pequeñas aglomeraciones que se disponen según una trama estructural muy precisa, con orientaciones similares a las que ordenan el conjunto de cráteres principales. Los hornitos sin raíz, ya parcialmente retocados por la erosión, son más o menos abundantes en las

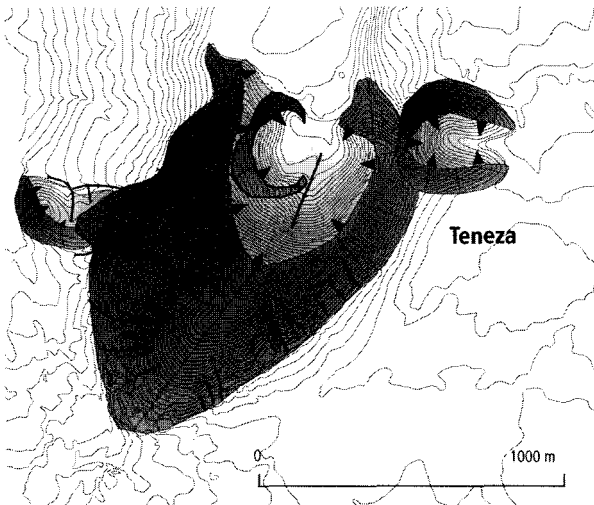
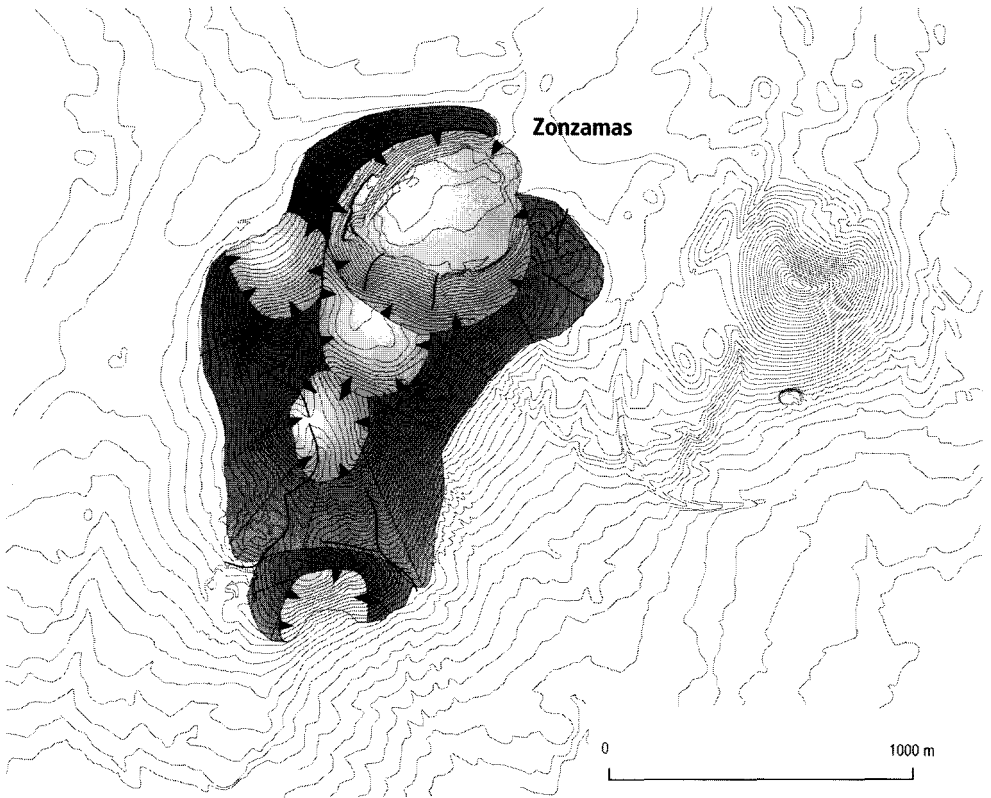


Figura IV.3.- Los conjuntos de Zonzamas y Teneza constituyen dos aglomeraciones volcánicas de morfología compleja

coladas del Monte Guatisea que configuran el Llano de Zonzamas, al norte de Monte Mina, donde se articulan sin mostrar una organización estructural definida.

Otro de los factores claves que interviene en la morfología final de los edificios monogénicos estrombolianos es el tipo de material predominante. Los conos piroclásticos contruidos a partir de escorias, sueltas o soldadas, suelen mostrar flancos de mayor pendiente que los edificadlos por materiales piroclásticos más finos, como los lapilli. Los fragmentos de escorias pueden llegar a mantenerse en equilibrio con inclinaciones que llegan a alcanzar los 45°; cuando se trata de fragmentos más finos las inclinaciones de los edificios no sobrepasan los 38°. No obstante, en ocasiones, las pendientes de los edificios volcánicos más antiguos pueden haberse visto modificadas como consecuencia de su recubrimiento por materiales pertenecientes a erupciones más recientes localizadas en su proximidad. De hecho, una buena parte de los edificios situados en el sector más meridional de la unidad central muestra sus dorsos recubiertos por materiales piroclásticos, más o menos finos, procedentes de los centros eruptivos de la erupción de Timanfaya.

Aunque sólo existe un ejemplo —El Mojón, situado en las inmediaciones de la costa suroccidental entre los aparatos volcánicos de Halcones, Montaña Quemada y El Golfo—, en el sector central de la isla es posible observar los rasgos característicos de pequeños edificios volcánicos constituidos únicamente a partir de acumulaciones lávicas muy fluidas y generados por erupciones de dinámicas eruptivas aún más moderadas, de rasgos hawaianos.

Este pequeño volcán de lava muestra, como es habitual en estos edificios, dorsos de

topografía suave, formas pandas y perfil transversal convexo. El aparato volcánico está constituido en su totalidad por la superposición de unidades de lava pahoehoe que brotan desde salideros y fisuras efusivas que se abren de modo más o menos radial a partir de un punto culminante. Se trata, por ello, de una construcción volcánica achatada que apenas destaca en el paisaje, que muestra una topografía baja y alomada y una planta de gran amplitud. Este edificio carece, por tanto, de depresiones cratéricas marcadas, tan habituales en los conos estrombolianos.

Una visión general de los rasgos de todos los edificios volcánicos del área central de la isla puede obtenerse en el mapa morfológico general (Figura IV.4).

A.2.- Los campos de lapilli

Diversos sectores del área central de la isla, sobre todo los situados hacia el sur y sureste de Timanfaya, están caracterizados por la presencia de importantes masas de materiales piroclásticos finos, de color negro intenso que corresponden a piroclastos de caída. La mayor parte de estas acumulaciones de arenas volcánicas están asociadas a la erupción de 1730-36, y se han generado como consecuencia de la acción del viento que provoca el desplazamiento de las columnas eruptivas hacia sotavento de los centros de emisión de esta dilatada erupción. Estos materiales se emplazan fragmento a fragmento y cubren uniformemente la topografía, siempre y cuando las pendientes no sobrepasen valores en torno a los 35 ó 38°, dando lugar a la formación de amplios arenales volcánicos.

Los depósitos formados por estas arenas volcánicas no suelen poseer potencias importantes y se caracterizan por estar constituidos por fragmentos de granulometría fina y capas dispuestas en estratos

bien marcados, cuyo tamaño y potencia disminuyen de modo gradual a medida que nos alejamos de los puntos de emisión.

Estos productos piroclásticos se disponen en superficie tapizando las formas volcánicas previas y generando la presencia de relieves de pendientes suaves como los que caracterizan al sector de La Geria. Las alineaciones volcánicas pleistocenas ubicadas en esos sectores se encuentran parcialmente recubiertas por estos piroclastos de caída, sobre todo los sectores cratéricos y las faldas exteriores de menor pendiente, de manera que el paisaje final presenta formas muy frescas, lo que contribuye a homogeneizar los rasgos de estas áreas de la isla.

1.B.- Los conjuntos hidromagmáticos

No todos los edificios existentes en el sector central de la isla se han construido en relación con mecanismos y dinámicas eruptivas moderadas de carácter estromboliano. De hecho, el 12,40% de los conos volcánicos es resultado de dinamismos caracterizados por una mayor potencia general de las explosiones y muestran rasgos que permiten relacionarlos con erupciones en las cuales el magma ha entrado en contacto con una masa de agua externa o con rocas profundas empapadas en agua, dando lugar a un tipo de actividad volcánica específica que es denominada hidromagmática.

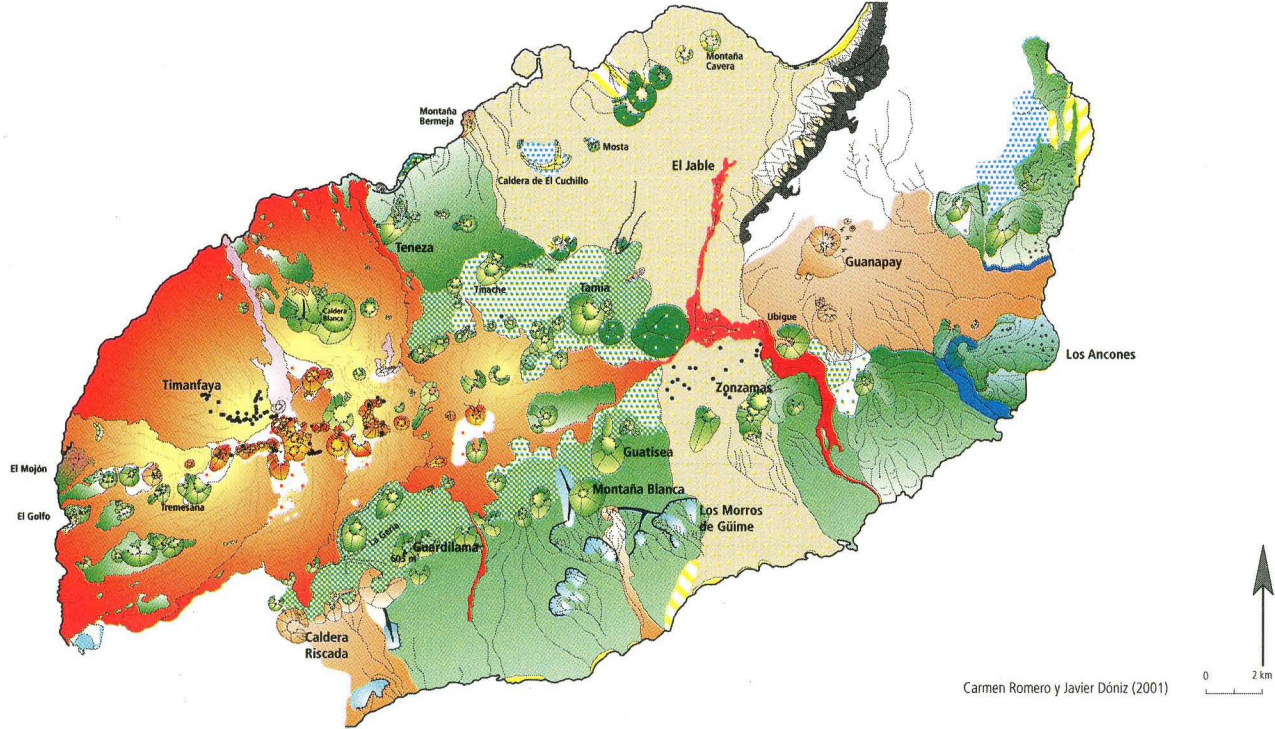
B.1.- La actividad hidromagmática

Para que las erupciones hidromagmáticas se desarrollen no basta con que el magma entre en contacto con el agua. Para que la transferencia de calor del magma al agua sea eficaz y la interacción entre ambos elementos dé lugar a explosiones importantes son necesarias dos condiciones: la fragmentación previa del magma y una proporción adecuada entre ambos elementos.

El magma contenido en un conducto eruptivo está constituido por una mezcla homogénea de una fase líquida y otra gaseosa. En su ascenso hacia la superficie, el magma se satura en gases y se produce un proceso, la nuclealización, mediante el cual el gas disuelto en el magma se separa en burbujas incipientes, generando la aparición de un nivel donde los gases se encuentran ya vesiculados, es decir formando burbujas gaseosas. Al aproximarse el magma a la superficie, la sobrepresión de los gases confinados puede acabar venciendo la resistencia de las paredes de las burbujas de modo que éstas pueden terminar por estallar y generar la aparición de un nivel de fragmentación, donde lo continuo son los gases y lo discontinuo son las paredes rotas de dichas burbujas. El proceso es similar al producido cuando abrimos una botella de una bebida gaseosa, de modo que la espuma de ésta correspondería al nivel de fragmentación del magma.

Cuando el magma que asciende por un conducto no está fragmentado y entra en contacto con el agua, la transferencia de calor del magma al agua es muy baja, de modo que ésta sólo se calienta y no pueden generarse procesos explosivos. Si, por el contrario, el magma está previamente fragmentado, las superficies de contacto entre los dos elementos aumentan de forma exponencial, permitiendo la vaporización brusca del agua. Por ello, para generar una interacción explosiva es necesario que el contacto entre los dos elementos se produzca siempre por encima del nivel de fragmentación del magma.

Por otro lado, el desarrollo de erupciones hidromagmáticas, así como los rasgos de los depósitos resultantes, dependen también de la proporción de agua/magma que entra en contacto (Wohletz y McQueen,



Carmen Romero y Javier Dóniz (2001)

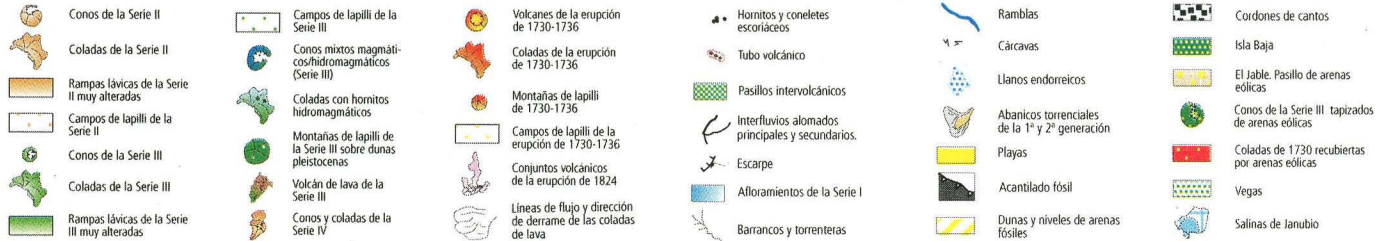


Figura IV.4.-

1984). Cuando la relación agua/magma es muy baja, entre 0,01 y 0,1, el incremento de la explosividad es casi nulo y sólo se producen explosiones derivadas de los gases magmáticos, con emisión de piroclastos y lavas. Ahora bien, cuando la proporción agua/magma se sitúa entre 0,1 y 1 se generan explosiones violentas que dan lugar a la formación de oleadas piroclásticas. Éstas constituyen flujos turbulentos, muy ricos en gases y con bajos contenidos en partículas sólidas, que se desplazan a ras de suelo desde el centro emisor, a modo de nubes rasantes anulares.

Cuando la relación agua/magma se sitúa entre 0,1 y 0,3, se alcanzan los valores óptimos para la transferencia de energía, produciéndose explosiones muy violentas que dan lugar a la formación de oleadas piroclásticas secas y al emplazamiento de los materiales a temperaturas superiores a la de la condensación del vapor sobrecalentado, por lo que éste escapa antes de su deposición. Se forman entonces depósitos poco consolidados, con capas laminares finas bien estratificadas, estructuras sedimentarias tipo dunas y antidunas, canales en U y abundantes lapillis acrecionales.

Si por el contrario, la cantidad de agua que interactúa con el magma es excesiva, con valores entre 0,3 y 1, se desarrollan explosiones de menor intensidad que originan oleadas piroclásticas húmedas y la sedimentación de los materiales se produce a temperaturas inferiores a la de condensación del vapor, de modo que éste se convierte en agua durante el transporte. Los depósitos generados durante estas explosiones forman potentes acumulaciones muy consolidadas, con estratificaciones poco marcadas.

Los productos piroclásticos que forman estos depósitos están constituidos por frag-

mentos de granulometría mucho más fina, más angulosa y de menor grado de vesiculación que los característicos de las erupciones de tipo magmático. Dentro de ellos es posible, no obstante, diferenciar entre los fragmentos juveniles, que corresponden a fragmentos vítreos del magma que está en erupción, y los fragmentos líticos, que constituyen materiales no pertenecientes al magma en erupción y correspondientes tanto a fragmentos de rocas previas como pertenecientes a la roca de caja.

Durante las erupciones de este estilo pueden también formarse columnas eruptivas verticales de gran desarrollo en altura, en cuyo seno son arrastrados fragmentos pulverizados junto a bombas y bloques arrancados del sustrato. Los fragmentos más groseros son despedidos hacia el exterior de la columna, dibujando trayectorias balísticas y dando lugar a piroclastos de caída. El emplazamiento de las bombas volcánicas y de los bloques masivos de líticos sobre los materiales aún plásticos que constituyen los edificios puede dar lugar a la deformación de los estratos y a la génesis de estructuras de impacto. En algunas ocasiones, las huellas de impacto carecen de los líticos que las han generado, pues éstos, tras chocar con la superficie y deformar los materiales sobre los que han caído, rebotan y se alejan pendiente abajo. Cuando las columnas son ricas en materiales finamente pulverizados, en su seno pueden desarrollarse fragmentos esféricos, cuyo tamaño suele ser inferior a los 2 cm, a los que se denominan lapillis acrecionales o pisolitos. Estos fragmentos esféricos están constituidos por polvo pegado en capas concéntricas alrededor de un núcleo y se forman como consecuencia de fenómenos electrostáticos semejantes a los que produce el granizo en el interior de una nube tormentosa.

Uno de los rasgos distintivos de los depósitos hidromagmáticos más habituales de la isla es el acentuado color amarillento de los materiales piroclásticos que los constituyen. Esta coloración es resultado de la alteración mediante palagonitización de los fragmentos vítreos, que tiene como consecuencia la cementación de la roca por minerales secundarios y que ocasiona una importante reducción de su porosidad inicial. Este tipo de alteración parece ser resultado de la presencia de abundante vapor de agua caliente durante la deposición de los materiales (Wohletz, 1993) o durante los períodos inmediatamente posteriores a la erupción y en ambientes ya claramente subaéreos (Martí y Colombo, 1990). La palagonitización no tiene porque afectar de modo homogéneo a todos los depósitos piroclásticos que configuran el edificio, lo que ocasiona cambios en la coloración de los piroclastos que son independientes de la propia disposición estratigráfica de los materiales, tal y como se observa en El Golfo (Martí y Colombo, 1990).

B.2.- Los edificios hidromagmáticos

Aun correspondiendo en la mayoría de las ocasiones a erupciones o a episodios eruptivos con fases de muy alta energía, los edificios volcánicos de la isla en los que existen testimonios evidentes de fases relacionadas con procesos de interacción agua/magma pueden ser, sin embargo, clasificados según varias categorías morfológicas distintas. Éstas dependen de la importancia de las fases hidromagmáticas en la construcción de los edificios y, como consecuencia, de los caracteres de las secuencias volcanoestratigráficas que los constituyen.

De este modo, pueden distinguirse dos grandes grupos morfológicos. De un lado,

estarían los aparatos volcánicos formados a partir de dinanismos eruptivos predominantemente hidromagmáticos; en el otro grupo englobamos los edificios construidos por dinámicas magmáticas fundamentalmente estrombolianas, pero en los que existen testigos evidentes de la sucesión de fases de interacción agua/magma, que ha permitido el desarrollo de secuencias eruptivas de mayor explosividad y caracteres claramente hidromagmáticos.

A estos dos grupos morfológicos principales habría que añadir los conjuntos volcánicos en los que los fenómenos hidromagmáticos no están asociados directamente con conos volcánicos sino con los campos de lava vinculados a los mismos.

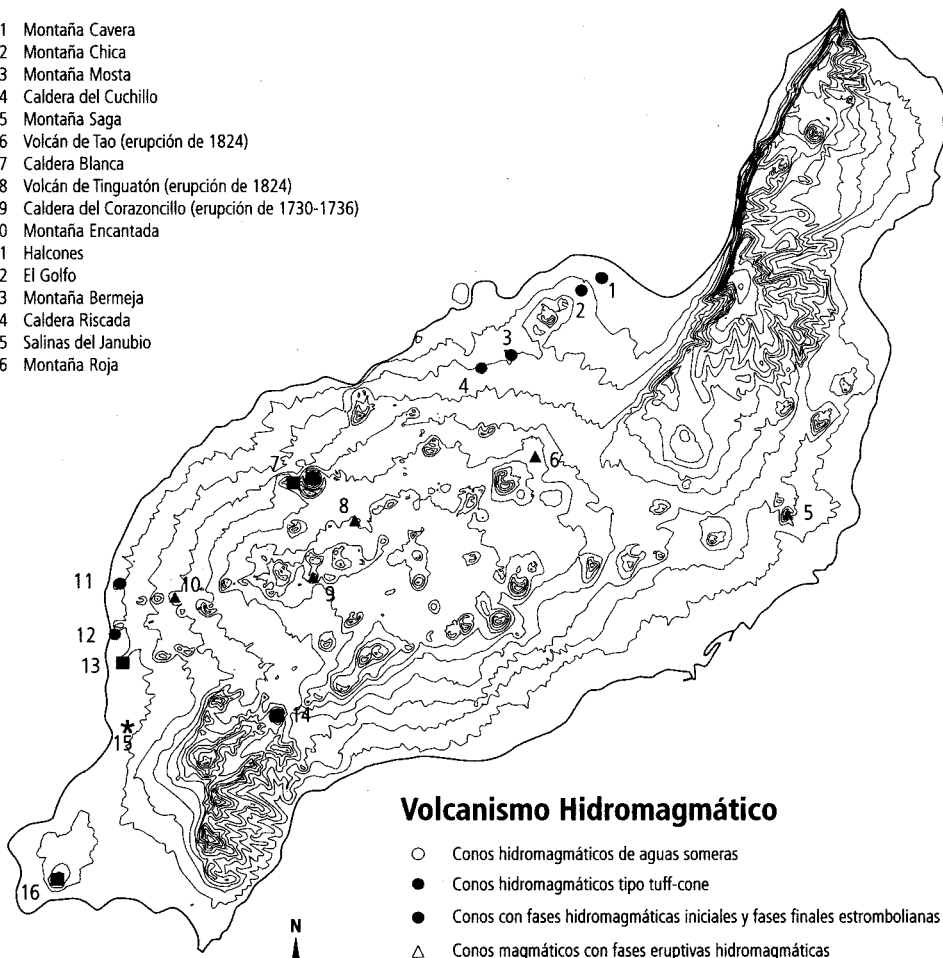
Existe, por último, un conjunto de edificios volcánicos que por sus caracteres morfométricos, —Caldera Blanca—, o por otros motivos sin especificar —Caldera Riscada o Montaña Roja, en Los Ajaches— han sido asociados por otros autores con manifestaciones de tipo hidromagmático, pero en cuyos depósitos no hemos conseguido identificar facies de este tipo, por lo que hemos optado por clasificarlos como dudosos, hasta que no existan análisis detallados de sus secuencias volcanoestratigráficas.

Es evidente que en territorios volcánicos insulares, el ambiente hidrogeológico más frecuente en el que el magma en su ascenso puede encontrar agua e interactuar con ella, es el litoral o ambiente marino somero. Como se pone de manifiesto a través de la figura IV.5, los conjuntos volcánicos hidromagmáticos de la isla se han desarrollado siempre en ambientes de este tipo, emplazándose en puntos localizados a distancias siempre inferiores a los 3 km de la costa y mostrando su base externa a altitudes siempre por debajo de los 100 metros.

Dentro de este grupo de volcanes hidromagmáticos se encuentran los conjuntos volcánicos de Montaña Cavera, Montaña Chica, Montaña Mosta, Caldera del Cuchillo, Halcones y El Golfo. Todos ellos corresponden a conos de tobas y muestran secuencias volcanoestratigráficas muy similares entre sí, caracterizadas por la sucesión

de fases iniciales con una relación agua/magma elevada que pasan de modo gradual o brusco hacia fases con una proporción agua/magma menor. Estas secuencias hidromagmáticas suelen culminar en fases de comportamiento estromboliano. Como señalan Alonso Blanco *et al* (1992) para otros sectores de Canarias, también en

- 1 Montaña Cavera
- 2 Montaña Chica
- 3 Montaña Mosta
- 4 Caldera del Cuchillo
- 5 Montaña Saga
- 6 Volcán de Tao (erupción de 1824)
- 7 Caldera Blanca
- 8 Volcán de Tinguatón (erupción de 1824)
- 9 Caldera del Corazoncillo (erupción de 1730-1736)
- 10 Montaña Encantada
- 11 Halcones
- 12 El Golfo
- 13 Montaña Bermeja
- 14 Caldera Riscada
- 15 Salinas del Janubio
- 16 Montaña Roja



Volcanismo Hidromagmático

- Conos hidromagmáticos de aguas someras
- Conos hidromagmáticos tipo tuff-cone
- Conos con fases hidromagmáticas iniciales y fases finales estrombolianas
- △ Conos magmáticos con fases eruptivas hidromagmáticas
- ▲ Conos estrombolianos con fases explosivas hidromagmáticas
- ▲ Conos estrombolianos con fases finales de emisión de agua caliente
- Edificios de origen hidromagmático discutible
- ★ Sectores con depósitos hidromagmáticos no asociados a conos volcánicos

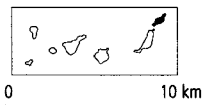


Figura IV. 5.- Edificios hidromagmáticos de la isla de Lanzarote

Lanzarote las secuencias volcanoestratigráficas pueden aparecer completas, aunando episodios eruptivos hidromagmáticos y magmáticos, o incompletas, cuando están ausentes los últimos. En Lanzarote, la existencia de secuencias completas e incompletas permite la diferenciación morfológica de dos subgrupos distintos dentro de esta gran categoría de edificios de comportamiento, fundamentalmente, hidromagmático.

Así, de un lado, estarían aquellos aparatos eruptivos formados en su totalidad a partir de dinamismos claramente hidromagmáticos y configurados por productos piroclásticos de este carácter, como son los conjuntos eruptivos de El Golfo y de la Caldera del Cuchillo. El segundo grupo está constituido por conjuntos eruptivos que podríamos denominar mixtos, pues corresponden a erupciones que han presentado tanto fases de actividad claramente hidromagmática como magmáticas, aunque con un predominio de las primeras sobre las segundas; en esta categoría se agrupan los conos de Montaña Cavera, Montaña Chica, Montaña Mosta y Halcones.

2.1.- Los conos hidromagmáticos

Las erupciones hidromagmáticas de El Golfo y La Caldera de El Cuchillo han sido estudiadas y caracterizadas por Martí y Colombo (1990) y por Aparicio *et al* (1994), respectivamente, trabajos a los cuales remitimos al lector.

El Cuchillo constituye una caldera compuesta que dibuja un gran arco, abierto al N, de la cual sólo se conserva su dorso meridional. La ausencia del flanco septentrional puede explicarse tanto por el desarrollo de explosiones dirigidas, que impidieron su formación, como por su desmantelamiento por procesos de erosión

marina producidos durante la propia erupción, o incluso por la actuación conjunta de ambos procesos.

Con un diámetro de unos 2 km, una profundidad máxima de 122 y una altura de 172 metros, El Cuchillo es un edificio de tobas de gran amplitud. En su parte norte, los cráteres están ocupados por rellenos sedimentarios de tipo lacustre y de naturaleza arcillosa desarrollados como consecuencia de la instalación de una pequeña cuenca endorreica; hacia el sur, el dorso del edificio está parcialmente recubierto por coladas pleistocenas, datadas en 0,07 ma por Coello *et al* (1992), de modo que el flanco del edificio ha quedado prácticamente reducido a un pequeño lomo de tan sólo unos 40 metros. Hacia el oeste, algunas de estas coladas llegan a alcanzar y superar el cejo cratérico, desbordándose en discordancia por su interior.



Figura IV. 6.- La Caldera de El Cuchillo. (Fotografía de Luis García Cacho)

De las secuencias volcanoestratigráficas visibles pueden deducirse dos etapas volcánicas diferentes, separadas por una fuerte discordancia (Aparicio *et al*, 1994). No obstante, esta discordancia puede ser explicada también por un cambio en la geometría del centro emisor o por la emigración de la actividad a lo largo de la directriz tectovolcánica NE-SW que define los dos centros eruptivos que configuran el edificio (García Cacho y Romero, 2000).

El Cuchillo constituye una erupción claramente hidromagmática que ha dado lugar a la formación de depósitos corres-

pondientes a oleadas piroclásticas, entre los que alternan algunos niveles de piroclastos de caída de escaso espesor, formados por lapillis acrecionales y frecuentes líticos basálticos y plutónicos, y bombas volcánicas. En algunos niveles están presentes, además, líticos sedimentarios de calizas y calcarenitas, con microfósiles de ambientes costeros poco profundos y de edades imprecisas comprendidas entre el Paleoceno y la actualidad (Aparicio *et al*, 1994). Asociados a los líticos de mayor tamaño, en torno a los 10 cm, se desarrollan huellas de impacto. Las secuencias correspondientes a cada episodio ponen de manifiesto que la interacción agua/magma debió de ser prácticamente continua, con interrupciones breves que permitieron la formación de los depósitos de caída.

El aparato volcánico de El Golfo corresponde también a un cono de tobas construido únicamente por depósitos hidromagmáticos generados por una relación agua/magma más o menos constante a lo largo de todo el proceso eruptivo. No obstante, los rasgos de estos depósitos en sus tramos superiores —mayor grado de fragmentación de los materiales, así como el carácter más seco de los mismos— ponen de manifiesto la existencia de un ligero incremento de la energía de las explosiones hacia las fases finales de la erupción, indicando una tendencia hacia una relación agua/magma óptima. El origen de la mayor parte de los depósitos es resultado de la deposición de oleadas piroclásticas basales, originadas a partir del colapso continuo de sucesivas columnas eruptivas altamente turbulentas y de gran energía, y emplazadas en cortos intervalos de tiempo y a gran velocidad. Son abundantes los lapilli acrecionales, las huellas de impacto, los líticos de distinta naturaleza,

los canales de erosión, las laminaciones de los estratos, las dunas y las estratificaciones cruzadas. Aunque existen algunos episodios erosivos entre los depósitos piroclásticos, todos los datos sugieren que la formación de este edificio se produjo durante un episodio eruptivo único en el que sucedieron fases explosivas de caracteres hidromagmáticos (Martí y Colombo, 1990).

Su localización en la costa ha determinado la erosión de gran parte del edificio original, del cual sólo es reconocible su mitad oriental. Superpuesto al edificio hidromagmático se desarrolla un pequeño edificio estromboliano múltiple que es claramente posterior, puesto que sus materiales recubren sectores del edificio hidromagmático previamente erosionados por la acción del oleaje. Su formación debe, por tanto, considerarse desligada del proceso eruptivo que dio lugar a la formación de El Golfo (Martí y Colombo, 1990).

Uno de los rasgos más destacados de la forma actual de la pared interna del edificio es su intensa remodelación por procesos de taffonización. Los taffonis constituyen oquedades de muy diverso tamaño que pueden aparecer tanto aisladamente como formando retículas más o menos densas y que corresponden a formas de modelado características, aunque no exclusivas, de ambientes climáticos semiáridos y dominantes en contextos costeros. En territorios volcánicos se asocian a rocas fácilmente desagregables o alterables, siendo habituales en las tobas como las que configuran este edificio. Su origen se relaciona con procesos de meteorización física y físico-química. Los taffoni de El Golfo muestran una elevada densidad y se disponen siguiendo los planos de estratificación y, en algunos casos, se han elaborado a partir de las cavidades dejadas por la caída de bloques englobados

en los depósitos de las oleadas piroclásticas. La existencia de estos taffonis dota a la pared de un aspecto ruiforme, con formas caprichosas de una estética particular.

2.2.- Los edificios mixtos hidromagmáticos/magmáticos

Corresponden a aquellos conjuntos volcánicos formados tanto a partir de secuencias eruptivas de caracteres hidromagmáticos como a partir de fases de comportamiento claramente magmático. No obstante, lo esencial de su construcción se ha llevado a cabo a partir de fases de gran explosividad, caracterizadas por la sucesión de oleadas piroclásticas, tanto húmedas como secas, y la formación de potentes columnas eruptivas verticales. Las erupciones de este estilo de Montaña Cavera, Chica, Mosta y Halcones han evolucionado de forma más o menos similar, con episodios iniciales con un alto contenido en agua y estadios finales más secos de gran explosividad, donde la interacción agua/magma alcanza los niveles óptimos de explosividad; en todos los casos, además, las erupciones muestran fases terminales progresivas hacia comportamientos de carácter estromboliano, con la formación incluso de pequeños charcos de lava desbordantes y la emisión de cortas lenguas de lava.



Figura IV. 7.- El edificio de Montaña Cavera posee uno de sus dorsos (a la izquierda de la fotografía y con tonos amarillentos) construido a partir de fases eruptivas hidromagmáticas

Los caracteres hidromagmáticos de estos edificios se evidencian en sus secuencias

estratigráficas inferiores. La mayoría de ellas están constituidas por el apilamiento de niveles de espesor variable que, hacia la base, muestran estructuras caóticas y masivas y están formadas por tobas de granulometría grosera con gran número de materiales líticos; hacia techo, esos niveles están constituidos por una sucesión rítmica de pequeñas láminas de tobas, finamente estratificadas, y con fragmentos de granulometría más fina, lo que indica un mayor grado de fragmentación del material. En todos estos niveles, de coloraciones habitualmente amarillentas que los hacen destacar de modo evidente en el paisaje, existen líticos de naturaleza diversa entre los que se distinguen, por un lado, pequeños agregados de cristales de olivino —acumulados— envueltos en materiales basálticos dispuestos en orlas; hacia el techo de la secuencia son frecuentes los enclaves de basaltos y bombas volcánicas, así como de areniscas y calizas, con contenido en fósiles de fauna marina somera —como en Montaña Cavera—. Estos enclaves pueden llegar a alcanzar tamaños métricos y son indicativos tanto de la energía desarrollada durante el proceso, capaz de romper el sustrato sedimentario y trasladarlo hasta su posición actual, como del sector donde se produjo la interacción más eficaz del agua con el magma (García Cacho y Romero, 2000).

En muchos de los niveles correspondientes a las secuencias hidromagmáticas se observan, con frecuencia, lapillis acrecionales cuyo tamaño suele oscilar entre varios milímetros y unos 2 cm. Sin embargo, en Montaña Cavera los fragmentos esferoidales llegan a alcanzar tamaños considerables, siendo frecuentes los lapillis acrecionales mayores a 5 cm, llegando incluso a presentar diámetros en torno a los 10 y 15 cm. El excesivo tamaño de estos

esferolitos es, sin duda, incompatible con el tiempo que dichos fragmentos permanecen en el seno de las columnas eruptivas, por lo que su formación debe corresponder a mecanismos aún no totalmente conocidos. La existencia de lapillis acrecionales ha sido relacionada por algunos autores con la formación de penachos eruptivos constituidos por materiales finamente pulverizados, resultado de la fragmentación intensa de niveles del substrato muy favorables a su trituración (Goër *et al*, 1991).

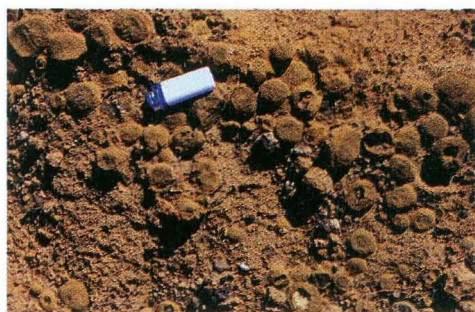


Figura IV. 8.- Lapillis acrecionados de Montaña Cavera

Es probable que el excesivo tamaño de los lapillis acrecionales de Montaña Cavera se relacione, por tanto, con la existencia de explosiones de alta energía producidas a niveles muy someros de la corteza y en substratos muy favorables a la formación de columnas eruptivas muy ricas en rocas finamente pulverizadas y correspondientes a areniscas de gran potencia. No obstante, estos grandes pisolitos podrían haberse formado también como consecuencia de una mayor permanencia de los fragmentos en el interior de las columnas eruptivas, favorecida por la existencia de movimientos convectivos ascendentes. Puede, incluso, que ambos mecanismos actuasen conjuntamente.

Por último, una vez construidos los edificios hidromagmáticos alrededor de los

centros de emisión, éstos quedaron aislados del mar, impidiendo la entrada de agua a los conductos eruptivos. De este modo, hacia las fases finales se produjo la desaparición de contacto del magma con el agua y las erupciones evolucionaron hacia comportamientos claramente magmáticos que dieron lugar a la formación de depósitos de caída estrombolianos. En algunos edificios, como Montaña Mosta o Halcones, los cejos cratéricos superiores están constituidos por capas de lava de escaso espesor que ponen de manifiesto la instalación de pequeñas charcas de lava en el interior de los cráteres; el nivel de estas charcas lávicas permitió el desbordamiento de algunas lenguas de lava de escasa importancia. Existe aún una etapa final explosiva durante la cual los cráteres adquieren la forma en embudo.

En cualquier caso, el rasgo que singulariza a todos estos edificios hidromagmáticos es la existencia de un cejo superior de materiales basálticos de coloraciones negruzcas, constituidos tanto por materiales piroclásticos estrombolianos como por rocas efusivas, y de buzamientos claramente periclinales, orlando la mayor parte del perímetro de los cráteres. Ello significa que las distintas secuencias volcanoestratigráficas observadas no corresponden a eventos eruptivos distintos, sino que se trata de erupciones en las que existe un tránsito, gradual o brusco, hacia fases de comportamiento ya claramente subaéreas.

2.3.- Implicaciones morfológicas y evolutivas de los conos hidromagmáticos

La ubicación de todos estos conjuntos eruptivos en la misma línea costera o en sectores muy próximos al litoral actual, a distancias siempre inferiores a los 3 km —Montaña Mosta, que es el edificio más alejado se encuentra a tan sólo 2,5 km—, la

presencia de líticos constituidos por areniscas, con fauna de aguas someras, y el tránsito gradual de la dinámica eruptiva desde fases hidromagmáticas, con materiales típicos de erupciones submarinas litorales, a fases ya claramente estrombolianas, son factores que permiten definir las particularidades del área de emplazamiento que permitió su formación.

Todos estos volcanes parecen haber sido emplazados en una antigua plataforma de abrasión, formada por la erosión a expensas de las estructuras tabulares antiguas de edad Mio-Pliocena, y generada durante el largo período de desmantelamiento erosivo producido a fines del Plioceno. De hecho, los volcanes hidromagmáticos que muestran estos rasgos se localizan siempre en sectores relativamente próximos a los grandes escarpes litorales y prelitorales que bordean los dos macizos antiguos de la isla hacia occidente. Así, los conjuntos de Montaña Cavera, Chica, Mosta, e incluso la Caldera del Cuchillo, parecen haberse instalado sobre la plataforma de abrasión occidental del Macizo de Famara; de igual modo, los edificios de Halcones y El Golfo, se relacionan con los escarpes prelitorales del Macizo de Los Ajaches. En ambos casos, los edificios se encuentran siempre a menos de 8 km de los escarpes de el Risco de Famara, en Famara, y de Montaña de la Cinta, en Los Ajaches. El emplazamiento de estas erupciones sobre las plataformas de abrasión de estos antiguos edificios permitió y facilitó la interacción del magma con el agua del mar y la generación de erupciones basálticas de alta energía, las cuales, una vez aislados los centros eruptivos de la entrada de agua al conducto volcánico, evolucionaron hasta dinámicas magmáticas de comportamientos estrombolianos.

Desde un punto de vista morfológico, los edificios que resultan de este tipo de actividad configuran conos de tobas simples, con depresiones cratéricas circulares —Montaña Cavera—, semicirculares —El Golfo—, en herradura —Montaña Chica— o en forma de media luna —Halcones—, o edificios múltiples —Montaña Mosta, El Golfo y El Cuchillo—, formados a partir de la existencia de varios cráteres. En este último caso, los cráteres con actividad magmática, superpuestos al edificio hidromagmático, suelen situarse en los sectores de mayor cota altitudinal del conjunto. A excepción de El Cuchillo, las dimensiones de todas estas bocas eruptivas son más bien reducidas, oscilando su diámetro mayor entre los casi 700 metros del conjunto de El Golfo y los sólo 375 m de Montaña Cavera; las profundidades de los cráteres son someras, situándose a nivel de la base del edificio o a niveles comprendidos entre los 2 y los 19 metros por debajo de la superficie topográfica exterior. No obstante, es posible que algunos de estos cráteres hayan poseído profundidades mayores en el momento de su formación pues muchos se encuentran tapizados y parcialmente colmatados por materiales derrumbados de las paredes internas, o correspondientes a arenas marinas y eólicas.

B.3.- Los edificios magmáticos con fases hidromagmáticas

En posiciones algo más alejadas del litoral se encuentran una serie de edificios magmáticos estrombolianos que durante algún momento de su construcción han incorporado al proceso eruptivo el agua de un acuífero subterráneo y presentan fases hidromagmáticas de mayor explosividad. La existencia de estas etapas se manifiesta en la presencia de algunos productos como las bombas en coliflor —Montaña Encan-

tada— o, incluso, la existencia de niveles generados por oleadas piroclásticas con abundantes lapillis acrecionales —Montaña Corona o de Saga— y, fundamentalmente, en la mayor amplitud, y, sobre todo, profundidad de los cráteres —Montaña Encantada y Caldera del Corazoncillo—.

Así, por ejemplo, la Caldera del Corazoncillo, inscrita en el sistema eruptivo de Timanfaya, muestra un cráter de gran amplitud —400 m de diámetro por 162 de profundidad—, no habitual en los conos estrombolianos, que podría estar indicando su formación a partir de fases con un mayor incremento de la explosividad, relacionadas quizás con la presencia de acuíferos. La coloración de los materiales que configuran el edificio, de marcados tonos amarillentos, su denominación como Caldera de Fuencaliente por autores previos (H. Pacheco, 1909) y, sobre todo, el hecho de que el fondo del cráter se encuentre a unos 60 metros por debajo del nivel de base externo del edificio, son factores que parecen corroborar esta hipótesis, no obstante, la ausencia de estudios volcanológicos detallados dificulta la afirmación rotunda de este hecho.

Un caso particular, sin duda, lo constituyen dos de los edificios volcánicos generados durante la triple erupción de 1824, el del Clérigo Duarte —o Volcán de Tao— y el de Tinguatón. En ambos conjuntos, las etapas iniciales de comportamiento estromboliano fueron seguidas por fases caracterizadas por la emisión de agua, tanto de forma tranquila (Clérigo Duarte) como bajo la forma de surtidores (Tinguatón). La formación de estos edificios no estuvo asociada, en ningún caso, a fases de gran explosividad, lo que puede ser explicado tanto por un exceso de la cantidad de agua que entró en contacto con el magma,

como por la falta de una interacción eficaz entre ambos, debido al descenso del nivel de fragmentación en el interior de los conductos eruptivos, una vez finalizadas las fases magmáticas.

B.4.- Los hornitos hidromagmáticos

Su presencia se relaciona siempre con coladas de lava ubicadas en sectores próximos a la costa. La llegada al mar de estas coladas ha permitido el desarrollo en su seno de pequeñas explosiones hidromagmáticas que han dado lugar a la formación de acumulaciones piroclásticas sobre su superficie, a modo de montículos de escasa altura, a los que se denomina hornitos hidromagmáticos. Similares morfológica y genéticamente a los hornitos existentes en la isla de Lobos, estos pequeños promontorios escoriáceos corresponden en realidad a hornitos sin raíz.

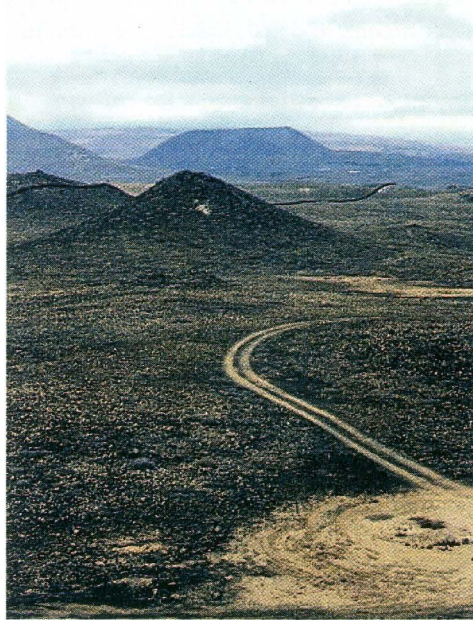


Figura IV. 9.- Hornitos hidromagmáticos de Los Ancones

Estas construcciones de escorias se originan como consecuencia del desplazamiento de corrientes de lava sobre superficies empapadas en agua, o con niveles de agua muy superficiales. En esos casos, el agua, en contacto con la lava caliente, se transforma rápidamente en vapor y sale al exterior sobre la superficie de la colada, arrastrando fragmentos de lava aún en estado fundido. Estos hornitos hidromagmáticos se diferencian de los hornitos asociados a los conos estrombolianos por la carencia de bocas eruptivas definidas.

Los más espectaculares son los que se desarrollan en el sector de Los Ancones, en relación con la llegada al mar de las coladas procedentes de Montaña Corona o de Saga, en el oeste insular, o los existentes, ya muy desmantelados sobre el malpaís del volcán de Montaña Roja, localizado al SW del Macizo de Los Ajaches.

1.C. Distribución y articulación espacial

Los distintos conjuntos eruptivos del sector central de la isla de Lanzarote aparecen agrupados originando uno de los campos de volcanes más extenso del archipiélago y uno de los sistemas volcánicos estructuralmente más complejos de Canarias. Este campo de volcanes se adapta a una red de fracturas muy densa de rumbos variados de componente NE-SW, NW-SE y E-W. De hecho, en la ubicación de la mayor parte de los conjuntos eruptivos y en la disposición de los cráteres intervienen todas y cada una de las directrices fundamentales definidas en la isla, de tal forma que, generalmente, los centros eruptivos se emplazan, bien siguiendo las pautas de las fracturas prin-

cipales —NE-SW y ENE-WSW—, o en los sectores de cruce de fisuras de rumbo diferente —NE-SW, ENE-WSW, NW-SE y secundariamente N-S—.

No obstante, un análisis detallado pone de manifiesto, que la mayoría de estos conjuntos volcánicos han seguido en su localización directrices preferentes de marcado componente NE, de modo que los aparatos eruptivos forman alineaciones volcánicas, más o menos densas y cerradas, que siguen una trama estructural definida por dicha orientación, aunque, en ocasiones, con tendencias a disponerse según líneas de rumbos más acentuados al este, con direcciones ENE-WSW.

Agrupando las distintas alineaciones volcánicas de los aparatos pertenecientes a las Series II, III y IV en función de las direcciones predominantes (Figura IV.10) se pone de manifiesto la existencia al menos de tres grandes bandas estructurales principales, (1, 2 y 4), que cruzan la isla desde el NE y ENE hacia el SW y WSW, y una de menor entidad localizada en el sector septentrional del Macizo de Famara³. En las tres primeras, ubicadas hacia oriente y poniente de la isla, las orientaciones preferentes son NE-SW, mientras que en la banda central la mayor parte de los conjuntos eruptivos se disponen de forma más o menos transversal y según rumbos más acentuados de dirección ENE-WSW, actuando de conexión espacial entre el sector oriental y occidental.

Con una altitud media superior a los 450 metros, la banda oriental (1), constituye la alineación volcánica donde se alcanzan las máximas cotas altitudinales del sector central de la isla —Montaña Guardi-

³ Dadas las patentes conexiones estructurales existentes entre los aparatos volcánicos del sector central de la isla de las Series II, III y IV y los que se localizan en el ámbito de los macizos antiguos, analizaremos en este epígrafe, y en el siguiente, las tendencias estructurales y la envergadura de todos estos conjuntos eruptivos de forma unitaria.

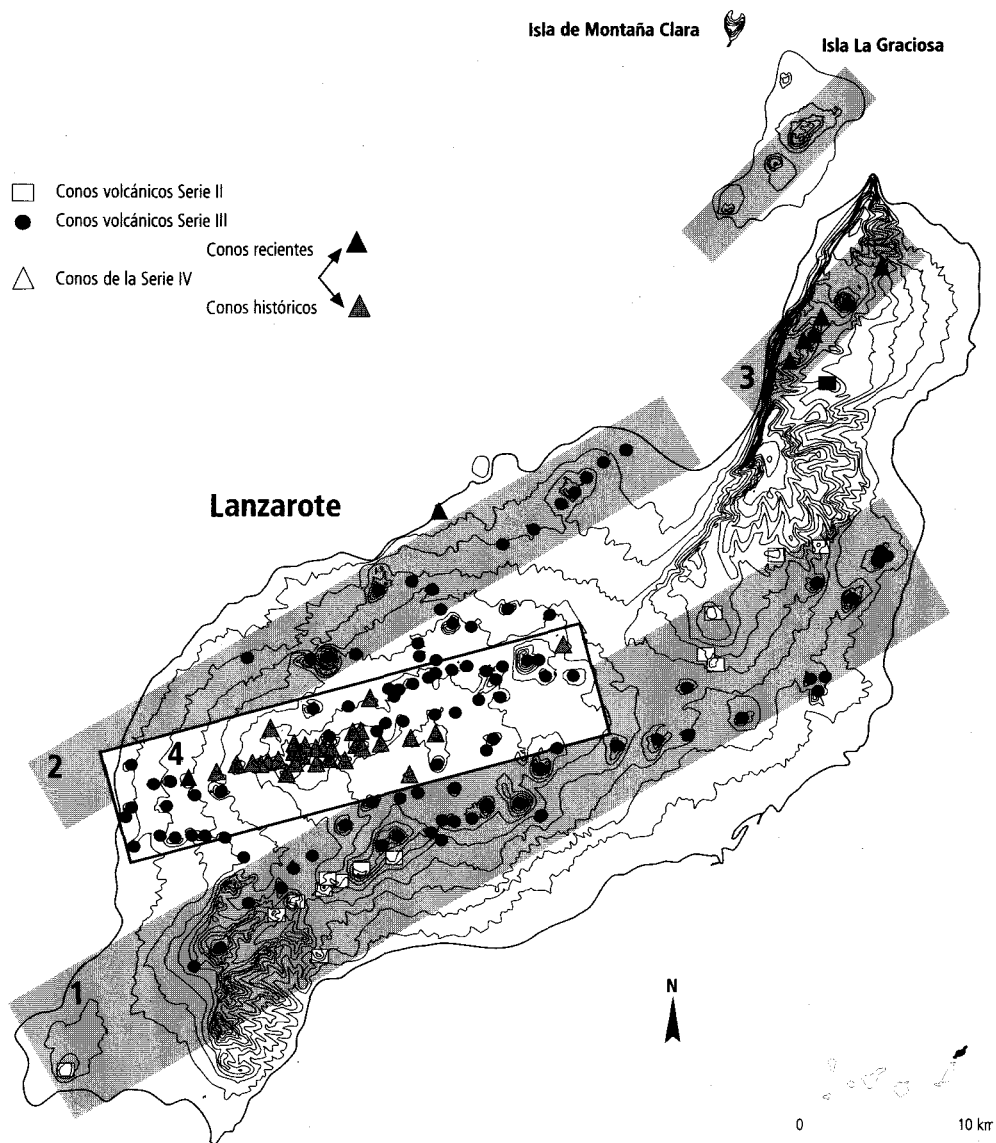


Figura IV.10.- Organización espacial de los edificios volcánicos de las Series II, III y IV

lama, 603 m— y la que muestra un mayor número de conos volcánicos de gran envergadura —Montaña Tinastoria, Montaña Blanca, Zonzamas, Guatisea, Monte Mina—. En esta estrecha franja los distintos edificios volcánicos se agrupan entre sí para formar un sistema volcánico de gran

desarrollo lineal, tanto más compacto cuanto más al SW se desarrolla.

La franja occidental, con una altitud media que no sobrepasa los 250 metros, posee su punto de mayor altitud en Caldera Blanca (458 m); se trata de la banda peor definida estructuralmente, no sólo

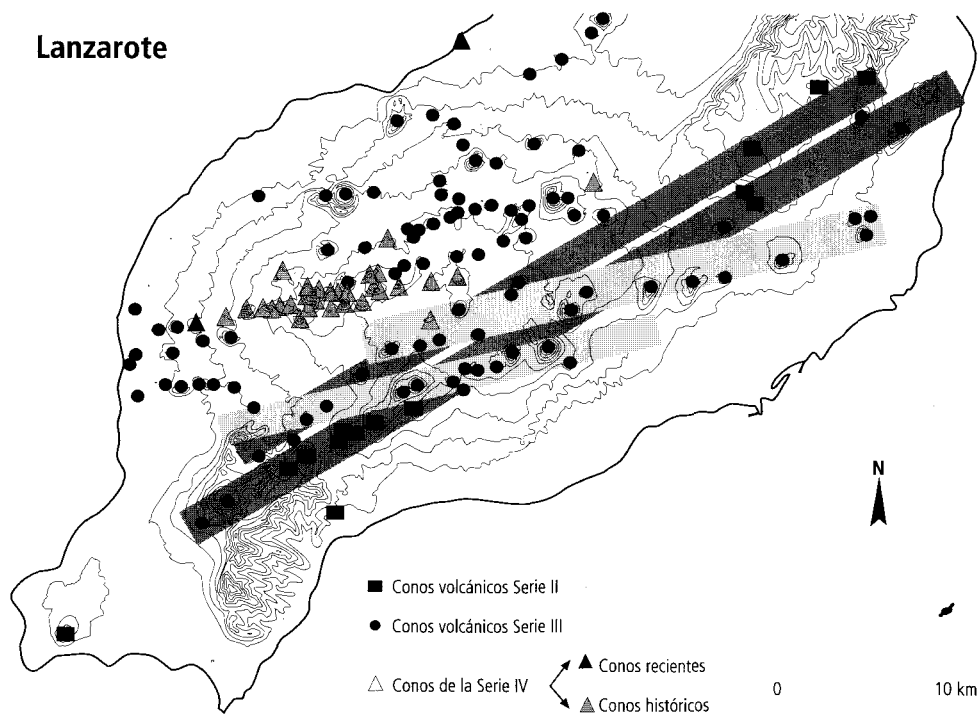


Figura IV.11.- Organización espacial de los edificios volcánicos insertos dentro de la banda estructural oriental

tramo central por conos vinculados a las erupciones del S. XVIII y XIX, por lo que se repite el mismo esquema de la banda oriental, los edificios más antiguos en los extremos y los más recientes en el tramo central de la unidad. La banda nº3 está construida de modo exclusivo por conjuntos volcánicos muy recientes, pero no históricos, incluidos en la Serie IV.

Este mismo esquema, con direcciones NE-SW y ENE-WSW, y con los conjuntos eruptivos dispuestos en los extremos o centro de las fracturas en función de sus edades relativas, vuelve a repetirse a escalas de mayor detalle. Así, por ejemplo, la cadena volcánica de Soo —constituida por los conos de Montaña Cavera, Montaña Chica, Juan del Hierro, Caldera Trasera, Pico

Colorado, Montaña Mosta y Caldera del Cuchillo— muestra rasgos que pueden ser interpretados según el mismo esquema anterior. El hecho de que sólo los edificios localizados en los extremos de dicha alineación, Montaña Cavera y Chica, de un lado y Mosta y del Cuchillo, de otro, muestren dinamisismos de tipo hidromagmático podría ser resultado del desarrollo de estos conjuntos durante los estadios iniciales de la formación de la cadena de volcanes, siendo los aparatos de comportamiento magmático, claramente posteriores a ellos. La abundancia en este sector de conos hidromagmáticos y su relación espacial con otros que no lo son, debe estar en relación con la existencia de una plataforma sumergida inicial sobre la que se produjeron las

porque se configura a partir de un menor número de edificios volcánicos, sino también porque éstos no llegan, en ningún caso, a generar alineaciones cerradas. Así, a excepción de los conos superpuestos e imbricados de Pico Colorado y Caldera Trasera, ubicados en su tramo más septentrional, la mayor parte de los edificios que constituyen esta franja se encuentran aislados espacialmente unos de otros y configuran alineaciones abiertas de escasas dimensiones. No obstante, y al contrario de lo que sucedía en el sector anterior, el mayor número de edificios volcánicos se concentra en el extremo septentrional de esta unidad.

Por último, la banda central posee una altitud media en torno a los 400 m, alcanzando su punto culminante en Montaña Tamia (549 m), localizada en su tramo septentrional. En esta unidad se agrupan el mayor número de edificios volcánicos, organizándose preferentemente en torno a orientaciones mucho más acentuadas de rumbo ENE-WSW y presentando dimensiones, por lo general, mucho más modestas.

Dentro de cada una de estas grandes franjas las asociaciones de los conos volcánicos no son siempre simples. Así, mientras que la banda del Macizo de Famara posee una disposición espacial nítida, donde los conos de La Quemada de Órzola, La Corona, La Cerca, Los Helechos, la Quemada y el Volcán de Los Risquetes se articulan según una directriz única, de rumbo NE-SW, en las bandas oriental y central los distintos edificios parecen estar articulados según múltiples fracturas de rumbos no siempre coincidentes entre sí. Véase, a título de ejemplo, el esquema de la disposición de los conos de la banda oriental, en el cual sólo se han tenido en cuenta las alineaciones princi-

pales constituidas por cuatro o más conjuntos volcánicos (Fig. IV.11).

Como resulta evidente a partir de todos estos datos, la construcción y la asociación de los conos volcánicos en torno a estos ejes han propiciado un mayor crecimiento en altura de estos sectores con respecto al resto de las áreas de la zona central de la isla, constituyendo, como hemos visto, los espacios donde se alcanzan las máximas cotas altitudinales. Las patentes diferencias altitudinales existentes entre estas tres bandas estructurales, con una altitud general tanto menor cuanto más al oeste se dispongan, pueden ser explicadas teniendo en consideración que es en el área oriental donde afloran los materiales más antiguos de la unidad central de la isla, correspondientes al antiguo Macizo de Tías y los distintos conos volcánicos de la banda oriental alcanzan cotas mayores puesto que se superponen y enmascaran una estructura previa de mayor altura.

Esta organización de los distintos conjuntos volcánicos no es sólo espacial, sino también cronológica y morfológica. La unidad estructural oriental engloba todos los conos volcánicos pertenecientes a la Serie II y parte de la Serie III. En esta primera banda los conjuntos eruptivos más antiguos de la Serie II, tienden a localizarse hacia los extremos NE y SW de la misma, de modo que los conos de la Serie III, son los que se emplazan en su tramo medio. En la unidad occidental la mayor parte de los conjuntos eruptivos pertenece a la Serie III, sólo que aquí un buen número de ellos corresponde, como hemos visto, a edificios de marcados caracteres hidromagmáticos, constituyendo, por ello, una banda de dinamismos eruptivos diferenciados. La cuarta unidad se configura a partir de edificios pertenecientes a la Serie III y IV, estando constituida en el

primeras emisiones, originándose los conjuntos eruptivos hidromagmáticos y, una vez que ésta, probablemente con los materiales arrojados por esos mismos volcanes, se situó por encima del nivel del mar, las erupciones cambiaron hacia mecanismos claramente magmáticos y de edades ligeramente posteriores.

A mayor escala aún, la mayoría de los conjuntos eruptivos parece ser resultado de erupciones claramente fisurales que siguen las mismas directrices que las definidas a escalas de menor detalle; de este modo, por ejemplo, tanto la erupción de Timanfaya como la de 1824 se han llevado a cabo sobre fracturas que alcanzan una longitud aproximada de 14 km. Por tanto, cuando las erupciones se disponen siguiendo una fisura de rumbo único, preferentemente NE y ENE, el resultado es la construcción de alineaciones o rosarios de conos, tanto individualizados, como imbricados y yuxtapuestos. Los ejemplos de este tipo de configuración son abundantes —Montañas del Fuego, Cadena de Soo, alineaciones de Montaña de los Rostros-Montaña Iguadén, o de Montaña Bermeja- Montaña de La Mancha, Montaña Saga-Calderetas, o de Guardilama-Montaña Blanca, entre otras—. Ahora bien, cuando las manifestaciones eruptivas se articulan en torno a dos o más directrices tectónicas, los conjuntos volcánicos finales suelen presentar una mayor complejidad interna y constituyen aglomeraciones o racimos de conos y cráteres adosados, superpuestos y yuxtapuestos según una red de fisuras densa y compleja, edificando estructuras volcánicas de mayor envergadura, mayor amplitud espacial y altura. Un ejemplo excelente de este último tipo de articulación espacial lo encontramos en el conjunto de cráteres y edificios

que configuran el Macizo del Fuego, construido durante la dilatada erupción de Timanfaya de 1730 a 1736. Existen otros ejemplos, entre los que destacan Zonzamas, Teneza, o el conjunto construido en torno al Volcán de Tizalaya.

La organización espacial de las bandas estructurales definida con anterioridad parece también estar condicionada por su edad relativa, existiendo una tendencia a la concentración de los conjuntos volcánicos según su edad. De este modo, los centros eruptivos y los edificios más antiguos se desarrollan de modo casi exclusivo en la periferia de los macizos con orientaciones predominantes de carácter NE-SW, mientras que las manifestaciones más recientes tienden a localizarse de modo preferente en la banda central y siguiendo pautas estructurales de rumbos más acentuados ENE-WSW. Todo ello parece poner de manifiesto, por un lado, una cierta emigración de la actividad volcánica hacia el oeste durante el Pleistoceno y, por otro, un cambio en las direcciones de las fracturas a lo largo del mismo período.

La disposición de las grandes bandas estructurales que arman el centro insular de la isla traduce la existencia de un complejo sistema de bloques cuyas fracturas marcan directrices de componente NE y ENE. Este sistema genera la aparición de una topografía con una disposición básicamente submeridiana con escalones estructurales ubicados a distintas cotas altitudinales, lo que podría estar relacionado con el basculamiento gravitacional de los bloques hacia el sector occidental de la isla señalado por Armienti *et al* (1989) y Pasquarè *et al* (1989).

⁴ En este cómputo, sólo se han tenido en cuenta todos los edificios volcánicos cuyo tamaño es superior a los 10 metros de altura. También se han excluido del listado las dos grandes acumulaciones piroclásticas de Lomo Camacho y Lomo de San Andrés, pues, aunque su altura excede dicho valor, se trata de construcciones sin cráter aparente generadas por la superposición de lapilli sobre dos grandes dunas de arenas organógenas.

1.D.- Los rasgos morfométricos

Los datos de carácter morfométrico obtenidos de los 151⁴ conos volcánicos existentes en la isla muestran valores que permiten encuadrarlos dentro de los volcanes monogénicos de tamaño medio.

La altura de estos 151 edificios volcánicos oscila desde sólo los 11 metros del conjunto de la Montaña Tinguatón y del Volcán Nuevo del Fuego o Volcán de Tinguatón —erupción de 1824— a los más de 300 metros de Montaña Blanca (305 m) y Caldera Blanca (308 m), con una altura media de tan sólo 101 metros.

Analizando la altura de todos los conjuntos volcánicos por intervalos de 50 metros se pone de manifiesto que el 53,65% posee elevaciones siempre por debajo de los 100 metros y que sólo el 10,60% de los edificios alcanzan alturas por encima de los 200 metros, estando el resto de los conjuntos (35,75%) en el intervalo comprendido entre los 100 y los 200 metros de altura.

El 70% de los conos con más de 150 metros de altura pertenece a erupciones de la Serie III, correspondiendo a la serie histórica un 17% y a la serie II sólo un 12,19%. Especialmente, el 78% de estos edificios se rela-

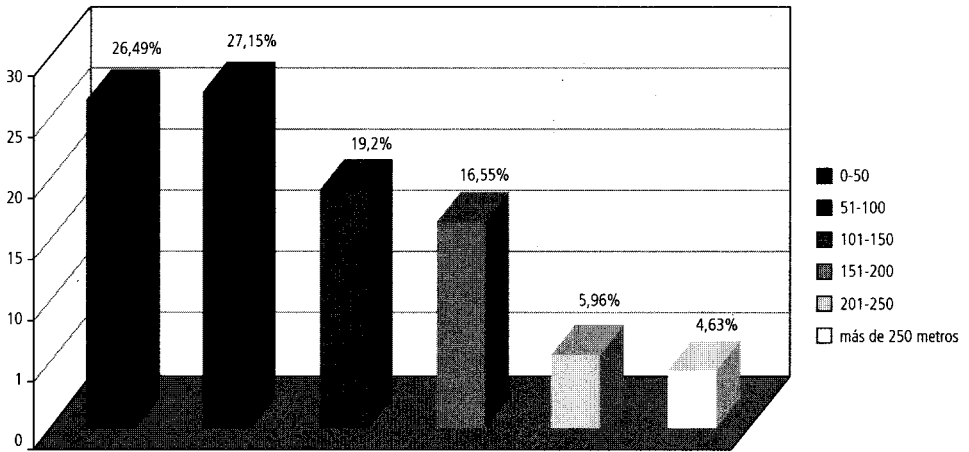


Figura IV.12.- Conos volcánicos de Lanzarote agrupados según intervalos de altura

ción con las bandas estructurales oriental —46,34%— y central —31,70%—, asociándose preferentemente a los sectores centrales de las alineaciones volcánicas en las cuales se inscriben. El mayor desarrollo en altura de estas construcciones volcánicas obedece tanto a la existencia de erupciones de gran magnitud, como a su desarrollo en el lugar de cruce de varias fracturas de rumbos diversos —NW-SE, NE-SW, ENE-WSW y N-S—.

Los edificios de menos de 50 metros de altura corresponden también de forma

mayoritaria a erupciones de la Serie III, concentrándose de modo claro en la banda estructural central de la isla —62,5% de los conos con esas alturas—, donde a menudo configuran pequeñas alineaciones volcánicas como la constituida por los conjuntos volcánicos de Montaña Igudén-Montaña de Los Rostros; disponiéndose en esos casos en los extremos de las fracturas. Aunque por lo común se asocian a erupciones de exigua magnitud, la escasa altura de muchos de estos edificios

parece estar en estrecha relación con el recubrimiento de su base por coladas de lava de edad posterior; tal es el caso de la Montaña del Berrugo, del Isloote de Montaña Bermeja, de la Montañeta de Uga, del islote de Lenguas, entre otros. En otras ocasiones, estos pequeños conos volcánicos parecen corresponder a edificios parásitos de conos de mayor envergadura, como ocurre con la Montaña de las Chozas, el pequeño cono adosado a la ver-

tiente sur de la Montaña de Juan Bello, Caldera Honda, Montaña de Olivos, Montaña Norte y los pequeños satélites meridional y occidental de Montaña de Los Rostros, entre los más destacados.

Los valores de las superficies ocupadas por estos conos volcánicos —con medias de $0,43 \text{ km}^2$ — poseen diferencias sustanciales, pues éstos oscilan entre máximos de $2,21 \text{ km}^2$ —Montaña Roja— y $2,10 \text{ km}^2$ —Caldera Blanca— y mínimos de tan sólo $0,002$

- ⊙ Conos volcánicos con volumen superior a $0,1 \text{ km}^3$
- Edificios con superficies superiores a $0,5 \text{ km}^2$
- Aparatos volcánicos con alturas superiores a 150 m

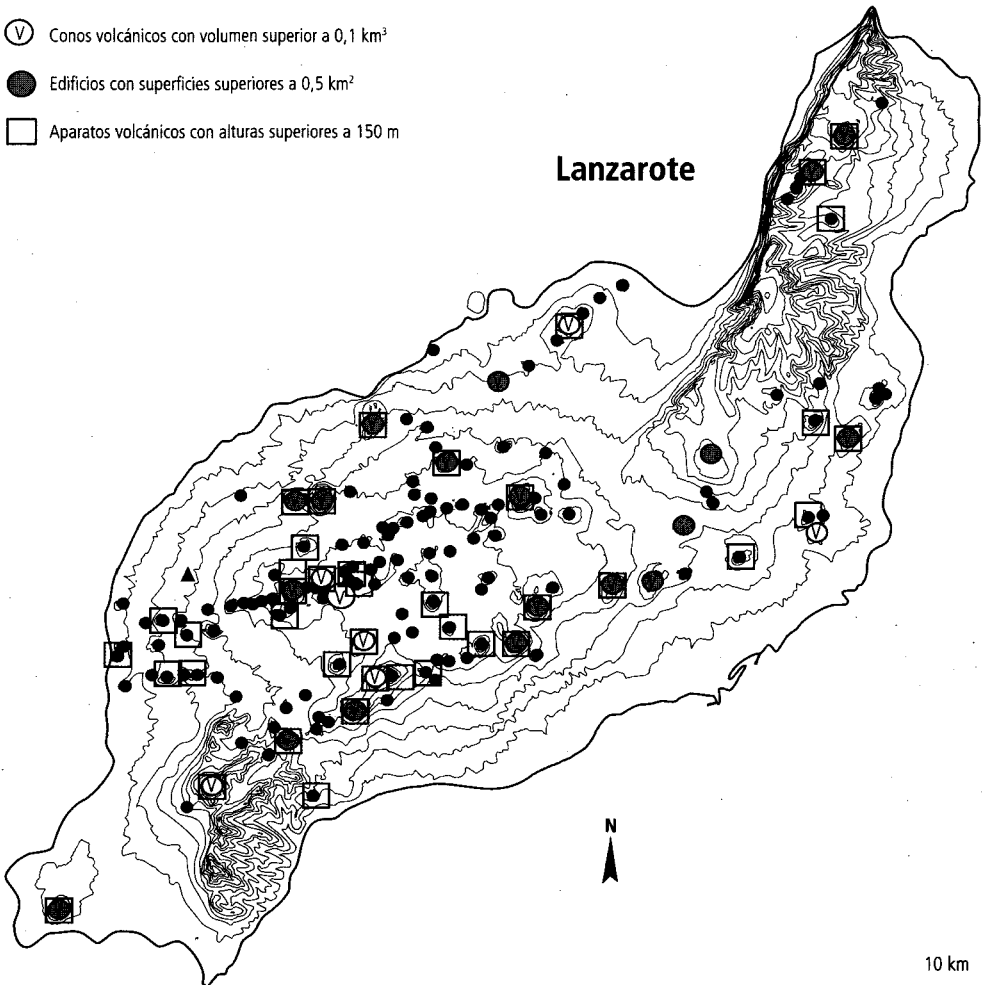


Figura IV.13.- Distribución de los volcanes según su superficie, volumen y altura

—Conelete al W de Mtña Iguadén— y de 0,001 —uno de los pequeños parásitos de Montaña de Los Rostros—. Los conjuntos eruptivos de mayor superficie corresponden a conos de carácter hidromagmático, pues son los conos de Caldera Blanca, Montaña Roja y Caldera del Cuchillo —1,517 km²— los que muestran los valores más altos; en otros casos, sin embargo, estas mayores dimensiones superficiales se asocian a conjuntos eruptivos en herradura de gran porte —Tinasoria, 1,662 km², Guatisea, 1,209 km², Tamia, 1,409 km², Ubigue, 1,108 km², etc.—, o a asociaciones complejas de cráteres y conos volcánicos —Zonzamas, 1,496 km², Teneza, 1,091 km², o Macizo del Fuego, 1,045 km²—.

De los 151 conos de la isla, 127 poseen volúmenes por debajo de 0,1 km³, lo que supone el 84,10% del conjunto total. Los 24 aparatos volcánicos que alcanzan volúmenes por encima de ese valor pertenecen de forma mayoritaria a erupciones de la Serie III y se emplazan en los sectores de cruce de varias fracturas de diverso rumbo, estando la mitad de ellos concentrados en la banda estructural oriental.

Así pues, aunque la mayoría de los conjuntos eruptivos corresponde a edificios monogénicos de tamaño medio, es evidente que existen conos volcánicos de gran envergadura. Los volcanes con volúmenes superiores a 0,1 km³, con superficies por encima de 0,5 km², y alturas de más de 150 metros suman un total de 15 —Montaña Roja, Caldera Riscada, Macizo del Fuego, Montaña Blanca, Guatisea, Mina, Tinamala, Los Helechos, La Corona, Teneza, Tahíche, Tamia, Caldera Blanca, Risco Quebrado y Tinasora— y, aunque están presentes en todas las series volcánicas cuaternarias y se inscriben en las cuatro bandas estructurales definidas, se asocian

mayoritariamente a la Serie III y se emplazan preferentemente en la banda estructural oriental. Parte de estos conos —Monte Mina, Montaña Tamia, Tinache y Tenezar— parecen poner de manifiesto una fractura de rumbo NW-SE, que parece marcar el límite septentrional de la banda estructural central. Por su tamaño, todos estos conos podrían ser encuadrados en categorías superiores, pero su escaso número en el total de conjuntos volcánicos analizados determina que no sean precisamente los conos de este tamaño los más representativos de la isla.

II.2.- Las coladas de lava

La mayor parte de los aparatos volcánicos que configura el sector central de la isla, e incluso muchos de las Series II, III y IV insertos en los macizos antiguos, corresponden, como hemos mencionado con anterioridad a manifestaciones volcánicas de magmas muy fluidos y con mayor proporción de materiales lávicos que piroclásticos. Ello propicia la formación de conjuntos eruptivos constituidos por aparatos volcánicos a los que se asocian derrames lávicos de gran extensión superficial. De hecho, los 139 conos volcánicos del área central de la isla ocupan una superficie de 54,30 km², lo que supone sólo el 10,09% de este sector; el resto, con un porcentaje del 89,9%, corresponde a territorios constituidos por el apilamiento de coladas de lava. Todo ello pone de manifiesto que una parte esencial del paisaje de este sector de la isla se ha construido fundamentalmente a partir de la acumulación y el apilamiento de coladas, configurando dorsos eminentemente lávicos.

Así, pues, fuera de las alineaciones volcánicas, la morfología de este espacio de Lanzarote está caracterizada por la exis-

tencia de superficies en forma de rampas suavemente inclinadas hacia el mar que adquieren su máximo desarrollo hacia los sectores septentrional y oriental. El punto de salida de las coladas que configuran estas rampas no siempre resulta fácil de establecer; la intensa antropización del territorio, el grado de alteración sufrido por las mismas e incluso la existencia de mantos de piroclastos y lávicos de edades muy recientes, determinan que no siempre sea posible establecer relaciones seguras entre los malpaíses y los aparatos volcánicos ubicados en sus proximidades.

La mayor parte de las coladas que configuran este sector central, pertenecientes a las Series II y III, han perdido parcial o totalmente sus formas de detalles más características, apareciendo profundamente alteradas y enmascaradas superficialmente tanto por productos piroclásticos y lávicos como por arenas eólicas. Estas coladas se encuentran alteradas hasta tal punto que en algunos sectores han sido transformadas en potentes mantos de arcillas. No obstante, una buena parte de este territorio está caracterizado por la presencia de coladas de lava procedentes de los distintos centros de emisión generados durante las erupciones del S. XVIII y XIX, que muestran aún sus rasgos perfectamente conservados, constituyendo un auténtico museo de formas que permiten la observación directa de sus caracteres más destacados.

Las coladas de lava se forman como resultado de la actividad volcánica efusiva y corresponden a los productos volcánicos más o menos líquidos que son susceptibles de fluir y derramarse. No se trata, sin embargo, de fluidos capaces de moverse únicamente bajo el efecto de la acción gravitatoria, sino que corresponden a flujos que para su puesta en movimiento, o para

el mantenimiento de éste, requieren de un esfuerzo adicional de empuje, que en el caso de las lavas lo constituye el aporte del magma en las bocas eruptivas.

Una colada de lava puede ser definida como una emisión regular y continua de lava que, fluyendo desde el cráter o las bocas eruptivas y descendiendo según la línea de máxima pendiente, se desarrolla hasta su extremidad frontal a decenas, centenas de metros o de kilómetros de su lugar de emisión; por lo general, poseen mayor desarrollo longitudinal que transversal. En realidad, la mayor parte de los cuerpos definidos como coladas corresponden a la superposición y yuxtaposición de varias unidades lávicas.

Tanto los rasgos externos e internos de las coladas como su configuración en planta dependen de múltiples factores entre los que destacan la naturaleza del magma que las origina, el ritmo de efusión de la lava, los rasgos topográficos de la superficie sobre la que se derraman, la cantidad de lava emitida y la mayor o menor viscosidad del fundido.

Las coladas se clasifican en varias categorías en función de sus rasgos y caracteres superficiales y de las particularidades de su estructura interna. Los magmas poco viscosos, de naturaleza basáltica, predominantes en Lanzarote, determinan la aparición de coladas fluidas de tipo **pahoehoe** y **aa**.

2.A.- Las coladas **pahoehoe**

Las coladas **pahoehoe**, denominadas en algunos sectores de Canarias como "lajiales", se caracterizan por presentar superficies externas suaves y lisas, relativamente homogéneas, que son resultado de la existencia de una cobertera superficial continua. La parte superficial puede, no obstante, presentar irregularidades producidas por la deforma-

ción o la fragmentación de dicha cobertera. Su estructura interna está caracterizada por la conformación esferoidal y uniforme de las vacuolas, por la presencia de tubos volcánicos, y por la disposición masiva que presentan al corte.



Figura IV.14.- Colada pahoehoe de 1730 localizada en las inmediaciones de Montaña Encantada

Cuando una colada pahoehoe se derrama, su frente avanza como una unidad en la que la parte superior se mueve hacia adelante más rápidamente que la inferior, de manera que el frente se enrolla y es enterrado por la lava que fluye después, de forma muy semejante a como lo hace una cinta transportadora. Durante su emplazamiento, y como consecuencia de su enfriamiento superficial, las coladas pahoehoe se recubren de una epidermis semi-consolidada —cuyo grosor oscila entre varios milímetros y unos 10 cm— que protege del enfriamiento al fundido lávico de su interior. La presencia de la cobertera consolidada permite la formación de un canal interno a través del cual la lava continúa fluyendo en condiciones adiabáticas, sin pérdida de calor. Tanto si cesa la alimentación de lava, como si se produce un descenso en la tasa de emisión, se formara un vacío interno que da lugar a la aparición de un *tubo volcánico*. El derrame de las coladas pahoehoe se produce habitualmente a través de estos túneles subterrá-

neos. Sin duda, los tubos volcánicos más espectaculares de la isla son los que se desarrollan en el interior del Malpaís de La Corona, con una longitud aproximada de unos 7 km desde el cráter hasta el litoral, a partir de donde continúa bajo las aguas 1 km más, y en las coladas de la erupción de 1730-36 de la zona de Masdache, Cueva de los Naturalistas.

Esa piel o caparazón externo es susceptible de deformarse, cuando aún permanece en estado plástico, como consecuencia del movimiento del flujo fundido de su interior, generando la aparición de formas superficiales muy variadas: en losas, cordadas y en tripas. En cualquier caso, la ausencia de fragmentos móviles en la superficie de las coladas pahoehoe determina que las coladas muestren siempre un contacto neto con la superficie por la que se derrama y que presenten al corte un aspecto masivo.

Las coladas en losas se caracterizan por disponerse a modo de grandes planchas de superficie uniforme que se generan cuando la colada se derrama sin obstáculos a su marcha o se acumula en sectores deprimidos; ejemplos de este tipo de morfología superficial pueden ser observados en los campos de lava de Mozaga y Masdache, originados durante la erupción de Timanfaya de 1730-1736. **Las coladas cordadas** son visibles en la mayor parte de los campos de lava de los volcanes más recientes de la isla (La Corona) y en muchos puntos del mar de lava de Timanfaya y de la erupción del Volcán Nuevo del Fuego de 1824. Estas coladas muestran formas superficiales semejantes a cuerdas originadas por movimientos helicoidales de la cobertera semiconsolidada, provocados por el desplazamiento del flujo interno; las cuerdas suelen presentar un dibujo convexo en la

dirección de avance del flujo lávico. Las **coladas en tripas** corresponden a digitaciones bulbosas de carácter métrico formadas por inyección de magma desde el interior de la colada hacia el exterior, tras la apertura de una fisura en su superficie. Los mejores ejemplos de la isla se encuentran en los brazos de lava de la erupción de Timanfaya que discurren entre Montaña Encantada y Montaña Tremesana, y en las coladas que, procedentes del área central, se derraman hacia Arrecife desde el sector de Mozaga.

2.B.- Los malpaíses

Cuando la cobertera superficial de las coladas pahoehe se consolida hasta el punto de carecer de la plasticidad suficiente como para deformarse, se rompe al moverse la lengua de lava, permitiendo el escape de los gases y su vesiculación. Como resultado de ello, se produce la aparición de fragmentos superficiales escoriáceos y la transformación de su superficie en una colada de morfología aa. Transformaciones de este tipo pueden ser observadas en muchos sectores de las coladas de Timanfaya.

Las **coladas aa**, conocidas en Canarias como *malpaíses*, presentan superficies externas caóticas formadas por fragmentos irregulares sueltos. Estas escorias presentan una morfología áspera, dentada y espinosa, con vesículas internas marcadamente irregulares y distorsionadas, apareciendo en muchas ocasiones alargadas en la dirección del flujo lávico. Las escorias pueden evolucionar ocasionalmente a fragmentos heterométricos de carácter esferoidal como consecuencia de las fricciones y colisiones ocasionadas entre los distintos elementos por el movimiento de la colada. Los ejemplos más espectaculares de este tipo de superficies lávicas son las coladas que, pro-

cedentes del sector de Montañas del Fuego, Macizo del Fuego y Montañas del Señalo, recorren todo el sector meridional del mar de lava de Timanfaya y terminan en la costa entre Montaña de El Golfo y las Salinas del Janubio.

El derrame de las coladas aa se realiza a través de canales situados en el eje de las unidades lávicas. Su desarrollo depende del caudal de lava, del espesor de la colada y de la pendiente sobre la que se derrama el flujo. Los *canales de derrame* están habitualmente orlados por taludes de gravedad constituidos por fragmentos escoriáceos procedentes de la superficie de la colada, a los que se denomina como *morrenas lávicas* o *muros laterales de enfriamiento*.



Figura IV.15.- El largo recorrido efectuado por las coladas de 1730-36 ha posibilitado la evolución de sus escorias superficiales en fragmentos de carácter esferoidal

Una colada de lava aa se derrama de la siguiente forma, al avanzar los fragmentos sueltos de la parte superficial caen al pie del frente de la colada formando un talud de derrubios móvil, estos fragmentos van siendo recubiertos poco a poco a medida que prosigue el desplazamiento de la lengua de lava. En su interior, en el seno de la colada, existe siempre una parte de lava continua que es la que asegura el movimiento de la colada. De este modo, las coladas aa muestran siempre en su superficie y en su base niveles escoriáceos, constituidos por

fragmentos móviles de iguales caracteres, mientras que su interior está constituido por una parte masiva de roca. Disposiciones superficiales de este estilo son reconocibles en muchos puntos de la isla, configurando manchas más o menos extensas.

Se puede afirmar que existe una evolución continua en la morfología de las coladas, de manera que su forma inicial de expansión determina la aparición de rasgos pahoehoe, a partir de los cuales, por fragmentación progresiva de su superficie se originan los rasgos caóticos de las lavas aa. Una colada pahoehoe puede evolucionar hasta dar formas aa y en bloques, pero nunca el proceso puede producirse a la inversa. Conviene, no obstante, tener presente que estos dos tipos de formas superficiales constituyen los puntos más significativos de toda una cadena evolutiva y que existen disposiciones superficiales que no pueden ser encuadradas en ninguno de los tipos precedentes, presentando morfologías y mecanismos de formación que permiten clasificarlas como formas de transición.

III. Las formas de erosión

Igual que en los macizos volcánicos antiguos son predominantes las formas debidas a la erosión y, sin embargo, ello no excluye la presencia de formas volcánicas directas, en el sector central de la isla es evidente que las formas más destacadas son las volcánicas y ello no es óbice para que estos territorios muestren rasgos vinculados a los procesos erosivos

A excepción de los afloramientos pertenecientes a la Serie I, y dada la juventud geológica de los materiales más antiguos que constituyen esta unidad central, con edades siempre inferiores a los 2,7 ma (Coeillo *et al*, 1992), así como la amplitud de las

superficies cubiertas por las erupciones históricas, este sector de Lanzarote está caracterizado por la escasez de formas erosivas.

Evidentemente, los espacios más desmantelados se relacionan con la existencia de restos más o menos aislados de materiales pertenecientes a la Serie I. Fuera de ellos, la transformación de los conjuntos eruptivos de las Serie II, III y IV es muy variable y parece estar íntimamente ligada a la edad relativa de los mismos. No obstante, factores como el tipo y la granulometría de los fragmentos que configuran los conos volcánicos, la orientación y exposición de los conos y coladas, el área de ubicación de los aparatos eruptivos —que ocasiona que estén más o menos afectados por la penetración de arenas eólicas o se encuentren parcialmente rejuvenecidos por materiales piroclásticos emitidos durante la erupción de 1730-36— las diferencias ambientales, no sólo actuales sino también pasadas, etc., determinan que su grado de alteración varíe con cierta independencia a su momento de edificación. Por ello, el establecimiento del grado de alteración y de transformación morfológica que proponemos debe ser considerado como aproximado, mientras no se ponderen con precisión los efectos que las distintas combinaciones de los factores mencionados con anterioridad presentan en la configuración morfológica de los edificios.

III.1.- El modelado de los edificios volcánicos

Una vez que cesa la erupción, los edificios volcánicos se ven sometidos a la acción de los agentes de erosión y comienzan a ser desmantelados. En Lanzarote, todos los conos pertenecientes al sector central de la isla están insertos en un ámbito de marcados rasgos semiáridos. Bajo estas condicio-

nes climáticas similares, a medida que se incrementa la edad del volcán, también se produce su desmantelamiento. Ello significa que tiende a disminuir la altura, el volumen, la pendiente y la profundidad del cráter, incrementándose, por el contrario, el eje mayor del cono y el diámetro del cráter.

En función del estado de conservación de los conjuntos volcánicos puede establecerse varias fases de desmantelamiento, existiendo una gama relativamente compleja y amplia de edificios con muy diferentes grados de erosión.

El establecimiento de las fases de erosión de los conos de este sector de la isla se ha llevado a cabo teniendo en cuenta solamente los edificios volcánicos en los que los recubrimientos de lapilli generados durante la erupción de Timanfaya son poco importantes y donde, como consecuencia, las formas asociadas al modelado erosivo no han sido interferidas por el aporte de materiales volcánicos recientes, siendo aún claramente perceptibles en el paisaje. No obstante, como norma, e independientemente del grado de conservación de los conjuntos volcánicos producido por causas naturales, las remodelaciones más evidentes son antrópicas y están directamente asociadas a la instalación de canteras de picón.

1.A.-El modelado de los conjuntos volcánicos históricos

Es lógico que los conjuntos menos transformados por la erosión correspondan a aquéllos generados durante las erupciones del S. XVIII y XIX. Todos ellos se caracterizan por presentar formas aún muy frescas y sin apenas formas de modelado asociadas. No obstante, también en estos edificios existen pequeños retoques erosivos que modelan superficialmente las formas volcánicas originales. Los principales

agentes de modelado de estos conjuntos volcánicos son la gravedad y el viento.

Las transformaciones post-eruptivas más importantes se producen en el interior de los cráteres y están asociadas a la caída por gravedad de los fragmentos que constituyen sus paredes internas. Muchos de los cráteres generados durante estas erupciones albergan en su interior taludes detríticos cuyo desarrollo depende tanto del grado de cohesión como de la granulometría de los materiales que constituyen los edificios. De este modo, los taludes intracratericos más desarrollados se asocian a los conos piroclásticos constituidos por materiales finos y poco soldados, siendo mayores en los conos donde los lapilli son abundantes —herradura Norte de Timanfaya, Caldera del Corazoncillo, Volcán del Pajerito, entre otros—, y de menor entidad en los constituidos fundamentalmente por escorias; estando prácticamente ausentes en los conos donde las escorias están soldadas —como en los charcos de lava gemelos del sudeste de la Montaña de Miraderos o como en el cráter de Montaña del Señalo—.

La constancia e intensidad del viento que azota la isla determinan que los procesos de modelado relacionados con la acción de éste adquieran en los dorsos de estos conjuntos eruptivos un protagonismo destacado. De hecho, el modelado más común de los conos y mantos de piroclastos de Timanfaya es resultado de la acción selectiva del viento sobre los materiales más finos. Las eolizaciones originan la formación de ondulaciones o ripples, de relativa longitud, similares a los que modelan las arenas, cuya envergadura depende de la cantidad de material suelto y, sobre todo, de la intensidad local alcanzada por el viento. En los collados de algunos de estos

edificios donde el viento presenta frecuencias e intensidades importantes, estas ondulaciones de la disposición de los piroclastos pueden alcanzar dimensiones considerables, tal y como sucede en el dorso oriental de la Caldera de Los Cuervos, donde los piroclastos son modelados en dunas de más de medio metro de altura, formando auténticos trenes de dunas de picón.

La acción de los agentes de modelado sobre las coladas no es aún perceptible, salvo en los sectores costeros, donde la acción del oleaje ha dado lugar a la formación de pequeños cantiles, cuya altura depende de la potencia de las coladas y varía entre los 3 y los 20 metros. No obstante, el avance de la línea costera experimentada como consecuencia de la llegada al mar de las coladas de la erupción de 1730-36 ha ocasionado cambios en la dinámica litoral del este de la isla que se traducen en la existencia de pequeñas playas de gravas y cantos rodados, como la desarrollada al pie de Montaña Bermeja, en las cercanías de Los Hervideros, o en el sector de la Punta de Cochinos. Hacia el sur, la creación de un cordón litoral de gravas ha contribuido a la formación de la amplia playa de Janubio, ocasionando el cierre de la bahía del mismo nombre, utilizada durante el S. XVII y XVIII como puerto natural.

1.B.-El modelado de los conjuntos volcánicos recientes

En los conos volcánicos recientes, pertenecientes a la Serie IV, las transformaciones post-eruptivas, aunque incipientes aún, están más desarrolladas que las que poseen los conjuntos volcánicos históricos.

Los procesos eólicos pierden aquí el papel hegemónico que poseían en los conjuntos anteriores pero, en contrapartida, los

taludes ocupan de forma más o menos homogénea las paredes intracráticas, determinando el relleno parcial del fondo de los cráteres. Sobre los dorsos, las formas de modelado más características están constituidas por pequeños regueros de disposición radial, tanto más acentuados cuanto menor sea la consolidación de los materiales que los constituyen y mayores sean las pendientes de los conos volcánicos. Su presencia debe relacionarse con la existencia de lluvias esporádicas de gran intensidad, concentradas en períodos de tiempo muy breves, que pueden llegar a anular la extrema porosidad de los materiales e inhibir la infiltración, favoreciendo los procesos de arroyada. Además, las variaciones de granulometría y cohesión de los materiales volcánicos en el interior de un único aparato volcánico (originadas por las variaciones de la dinámica eruptiva) determinan, además, que estos procesos no afecten de forma homogénea a sus dorsos. De este modo, la incidencia de estos procesos varía tanto de un conjunto eruptivo a otro como entre unos sectores y otros de un único aparato volcánico. En este último caso, los cambios de granulometría y cohesión de los materiales determinan, además, la aparición de procesos de erosión diferencial en el interior de los conjuntos eruptivos. Así, en algunos edificios, como en el Volcán de La Corona, la presencia de escorias soldadas en la parte sumital del cono, no afectadas por la escorrentía, junto al desarrollo de estos pequeños regueros en sus dorsos medios y bajos, favorece su descalzamiento y la caída en bloques de las escorias del sector superior.

En áreas de menor pendiente, como las que configuran el dorso meridional de Montaña Encantada⁵, recubierta por los

⁵ El cono volcánico de Montaña Quemada ha sido considerado como perteneciente a las erupciones de S. XVIII. No obstante,

lapillis de la erupción del S. XVIII, la actuación de la arroyada tiende a desaparecer, pero durante los aguaceros breves e intensos se produce la humectación de los finos higroscópicos existentes entre los lapillis y el desarrollo de una escorrentía intersticial que provoca su desplazamiento como flujos; los piroclastos se modelan entonces en guirnaldas, que ocupan las faldas inferiores del cono, y se disponen formando pequeños escalones de 1 a 2 metros de largo por unos 5/10 cm de alto.

No obstante, a pesar de estos pequeños retoques superficiales, las formas volcánicas originales son aún claramente perceptibles y los edificios y las coladas muestran grados de conservación elevados. En las coladas son observables todavía sus formas originales —cordadas, en tripas, en losas, aa, etc.—, aunque en los sectores más deprimidos pueden aparecer pequeñas acumulaciones de arenas y gravas, procedentes de la fragmentación de la propia colada.

También en estos conjuntos volcánicos, las transformaciones más claras y evidentes se producen en los conos y coladas emplazados en la línea de costa. Así, el pequeño conjunto volcánico de Montaña Bermeja, ubicado al SE de La Santa, presenta tanto su edificio como sus coladas, acantilado por efecto de la acción marina.

1.C.- Las transformaciones erosivas de los conos de la Serie III

Dada la amplitud temporal de la Serie III, los conos y coladas englobados en este grupo poseen grados de conservación muy diferentes. Como norma general, corresponden a edificios más o menos conserva-

dos que muestran grados de encalichamiento y de incisión torrencial muy variables y a coladas ya retocadas de manera parcial por la erosión. Existe, no obstante, una amplia gama de niveles de desmantelamiento de las formas volcánicas que va desde conjuntos cuyo grado de erosión es escaso, donde las costras están casi ausentes en superficie y configuran capas de escasa potencia, a edificios muy degradados por la erosión que muestran formas muy rebajadas topográficamente y que se caracterizan por la presencia de potentes costras tanto a niveles superficiales como profundos; entre estos dos extremos, es posible encontrar también conjuntos eruptivos de la Serie III con niveles de erosión intermedios, con niveles de carbonatación superficiales y poco desarrollados.

La potencia y el grado de encostramiento calcáreo de todos estos conjuntos volcánicos, así como la presencia de formas erosivas, dependen de su edad relativa, de modo que son los conjuntos volcánicos más antiguos los que muestran mayores grados de incisión torrencial y mayor potencia y frecuencia de costras calcáreas.

Algunos conjuntos volcánicos —entre los que destacan Montaña de Tahíche, Caldera Quemada, Montaña Iguadén o Caldera Honda—, con capas carbonatadas poco potentes y que no afloran en superficie, muestran cráteres bien conservados de aristas definidas y sólo obliterados en parte, y dorsos con barranqueras radiales más o menos marcadas en función de la granulometría de los materiales. Las coladas, remodeladas exteriormente en superficies pedregosas discontinuas, siguen mante-

en un corte existente en su vertiente meridional, puede observarse como los materiales pertenecientes a los conjuntos eruptivos históricos se apoyan sobre un pequeño nivel de materiales dentríticos los cuales, a su vez, descansan sobre los productos piroclásticos pertenecientes al cono de Montaña Encantada. Ello significa que se trata de un cono de edad muy reciente, pero no histórico, probablemente perteneciente a la Serie IV de la isla.

niendo las líneas de flujo principales, con estructuras mayores aún reconocibles —muros laterales y frontales, canales de derrame, etc.— y se caracterizan por la ausencia de incisiones notables. En estos casos, el trazado de las coladas aún puede seguirse sobre el territorio, permitiendo el establecimiento de sus límites cuando no han sido transformadas por el hombre o aparecen recubiertas por coladas o por piroclastos de la Serie IV.

En los conjuntos con grados de encalichamiento medios y costras poco potentes, éstas aparecen ya en superficie, como consecuencia de la erosión de los niveles escoriáceos externos. No obstante, en estos casos —Montaña Tamia—, las costras de caliche pueden haber desaparecido de la parte inferior de los flancos, que aparecen, entonces, modelados por taludes de gravedad o por barranqueras poco profundas. Los conos mantienen bien conservadas sus formas, presentando cráteres definidos, con taludes internos desarrollados, ligeramente incididos, y dorsos ligeramente abarrancados de modo radial. Cuando las costras son potentes acorazan de manera completa los dorsos de los conos, protegiendo parcialmente las formas volcánicas —Montaña de Tinache—. Como consecuencia, los cráteres muestran dibujos definidos, con taludes internos desarrollados e incididos, y



Figura IV.16.- El edificio de Montaña de Tamia muestra las costras de carbonatos parcialmente desmanteladas

dorsos abarrancados radialmente. Aunque las coladas ya no poseen morfologías superficiales netas, en algunos casos son visibles las líneas de flujo principales, pudiendo establecerse su recorrido aproximado, aunque no sus límites originales.



Figura IV.17.- La Montaña de Tinajo está profundamente acorazada por las costras de caliche

Los conjuntos volcánicos de mayor edad relativa exhiben potentes costras calcáreas, dispuestas tanto en superficie como en profundidad, hasta el punto que han ocasionado la transformación de los piroclastos en tobas más o menos consolidadas. Los conjuntos eruptivos se encuentran, por ello, acorazados por las costras, de modo que los procesos de erosión están parcialmente ralentizados y su evolución morfológica parece estar más o menos estabilizada —Montaña Blanca, Montaña Guatisea, Caldera Blanca, Montaña Ubique—. Así, se da la paradoja de que los conos con niveles de encalichamiento medio están sometidos en la actualidad a procesos de modelado mucho más rápidos que los de los conos más antiguos de alto grado de encostramiento calcáreo, puesto que la existencia de estas costras potentes no facilita, y en ocasiones incluso impide, el desarrollo de formas de incisión.

No obstante, dentro de este grupo existen diferencias morfológicas acusadas entre unos conjuntos eruptivos y otros. De un lado, están los conjuntos con cráteres de bordes muy erosionados y aristas alomadas, colmatados en su interior por derrubios e

incididos por pequeñas torrenteras, que muestran sus dorsos labrados por barrancos carentes de cabecera y de disposición radial. Por otro lado, están todos aquellos conjuntos volcánicos de dorsos más o menos alomados y muy rebajados topográficamente, con cráteres obliterados y transformados en cuencas endorreicas —cuando son circulares y no pueden drenar las aguas— o en cuencas de recepción —si son abiertos, como Montaña Ubigue y Montaña Bermeja de Playa Quemada—. En los dorsos la incisión torrencial ha conseguido labrar cauces de mayor desarrollo, con cuencas de recepción marcadas, y capaces en algunos casos de rebasar las cimas de los edificios y penetrar en sus cráteres (Montaña Teneza, Risco Quebrado), que terminan en abanicos detríticos semejantes a los existentes en los macizos antiguos (Montaña Ubigue, Conjunto de Zonzamas, Monte Mina). En este tipo de edificios, los barrancos establecidos en sus flancos han terminado por modelar los dorsos en interfluvios marcados que, partiendo de las partes medias de las vertientes, se abren hacia su base configurando facetas triangulares que originan la típica disposición en parasol de las vertientes afectadas por ellas.

Tanto en un tipo de conjuntos eruptivos como en otros, las coladas de lava aparecen ya totalmente alteradas y su superficie original se ha transformado en potentes mantos de alteritas o en superficies pedregosas de cierta entidad, con niveles de carbonatos de espesores más o menos importantes. En estas coladas es imposible observar, por tanto, la morfología superficial original pues han desaparecido tanto las formas de menor escala como las estructuras mayores —canales, muros laterales y frontales, etc.— de modo que es muy difícil precisar su trazado y recorrido. En muchos sectores donde

aparece este tipo de transformación de los malpaíses, la existencia del nivel de alteritas desarrollado bajo las escorias superficiales permite la utilización de los mismos como áreas de cultivo; no obstante, la persistencia de las escorias superficiales ha obligado a los agricultores a despedregar el terreno, amontonando las piedras en majanos, mamuletes o paredones. Dorita Torres, agricultora de 66 años de Máguez, definía así en 1999 lo que era un majano:

... un majano es montón de piedra toos los escombros, too lo que se esripia con un rastrillo se va poniendo allí en un rincón, donde hay piedras que no se pueden quitar, un morro que no se pue quitar, aquel morro entonces, sobre aquel morro va echando los escombros, toos los pedruscos y hacen un majano (Comunicación personal de Dolores Perera, 2000).

Estos terrenos han sido dedicados en su mayoría a cultivos de “ordinarios” y, en la mayor parte de los casos, han sido abandonados en las últimas décadas. De este modo, el paisaje actual de estos malpaíses está dominado por la presencia de acúmulos de piedras dispersos sobre superficies ligeramente acarcavadas.

1.D.- El modelado de los conos de la Serie II

El modelado de los conos pertenecientes a la Serie II muestra muchos rasgos comunes con el establecido en los conos de

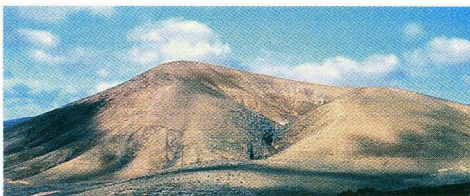


Figura IV. 18.- Montaña Bermeja, en las cercanías de Playa Quemada, muestra su cráter transformado en una cuenca de recepción y un dorso modelado en facetas triangulares

la Serie III más antiguos, por cuanto configuran edificios con potentes costras calcáreas y con redes de drenaje bien definidas en sus dorsos. De hecho, muchos conos presentan, como aquéllos, sus formas estabilizadas, aunque aquí, las facetas triangulares de la base aparezcan ya de forma individualizada y sin conexión con las partes altas de los dorsos de los edificios. El desmantelamiento de las costras calcáreas ha puesto al descubierto, en ocasiones, potentes capas de alteritas (Volcán de Guanapay), que indican la existencia de fases húmedas capaces de transformar los mantos de piroclastos y las coladas en mantos de arcillas rojas. La mayoría de los conos pertenecientes a la Serie II no puede asociarse espacialmente a derrames lávicos pues éstos han sido sometidos a intensos procesos de desmantelamiento que han homogeneizado las formas estructurales y de superficie de modo que los flancos de los conos enlazan sin discontinuidades marcadas con las coladas que brotan de los cráteres, presentando un modelado común.

Como corresponde a su mayor antigüedad, los conjuntos eruptivos pertenecientes a esta serie constituyen los sistemas volcánicos más desmantelados y en peor estado de conservación. En este grupo, los edificios más erosionados muestran sus formas desdibujadas totalmente, de modo que los cráteres —tanto si son abiertos como cerrados— constituyen suaves depresiones, que se insinúan en los flancos (Montaña Temeje) o aparecen colmatadas de forma total (Montaña Roja).

III.2.- Las acumulaciones de arenas

Con cierta independencia respecto a sus edades relativas, los conos y las coladas del sector septentrional y nororiental del área

central de la isla poseen rasgos comunes que derivan de su parcial o total recubrimiento por mantos de arenas eólicas. Los intensos y frecuentes vientos que azotan la isla, junto a las particulares condiciones orográficas del norte y centro de ésta, determinan que las acumulaciones de arenas se extiendan más allá de los límites costeros habituales de este tipo de formaciones. Esta situación no sólo se produce con las condiciones climáticas actuales, sino que además ha constituido en el pasado un proceso frecuente, tal y como vimos al estudiar los macizos antiguos de la isla; como consecuencia de ello, también en este sector central de la isla existen acumulaciones de arenas tanto actuales como fosilizadas.

A lo largo de todo el Cuaternario y en la actualidad, las acciones eólicas han dado lugar a mantos de arenas y a relieves dunares que ocupan amplias superficies, conocidas en la isla como El Jable⁶, y que se extienden desde su lugar de penetración, ubicado en la costa norte, entre la Caleta de Famara y el sector de la Isleta, hasta el litoral oriental en torno a Arrecife y Playa Honda, generando un pasillo arenoso, más extenso en la vertiente de barlovento que en la de sotavento. Los límites de este pasillo han estado controlados en el pasado por los conjuntos de conos volcánicos que se encuentran dispersos en el sector meridional del área central, de un lado, y por el tramo más meridional del escarpe de el Risco de Famara, por otro. Sin embargo, los lindes actuales del recubrimiento de jable parecen corresponder a hechos antrópicos, pues las áreas ocupadas por las arenas han perdido extensión de modo paulatino como consecuencia de su transformación en campos de cultivos enarenados con picón.

Las acumulaciones de arenas eólicas más antiguas de esta área se localizan tanto en la

⁶Voz derivada de la francesa sable y que alude a arena blanca, amarillenta y móvil.

vertiente de barlovento como en la de sota-vento. En el norte, entre la Vega de Soo y los Llanos de Zonzamas, estas arenas son antiguas y están parcialmente estabilizadas y se asocian a los conjuntos eruptivos de la alineación volcánica de Soo y a los conos de Timbaiba y Berrugo. En estos sectores, la arena forma acumulaciones más o menos potentes al pie de los edificios volcánicos o pequeñas dunas trepadoras que ascienden a través de las escotaduras de los flancos hasta el interior de los cráteres abiertos o que reptan por los dorsos orientales de los volcanes. Aunque es difícil precisar el momento concreto de formación de estos campos de arenas, es evidente que son posteriores a la edificación de los aparatos volcánicos de la Serie III sobre los que se instalan; no obstante, las importantes incisiones torrenciales desarrolladas sobre ellas son pruebas inequívocas de su carácter relicto. En el sur, las arenas fósiles más importantes se acumulan en paquetes de hasta 3 metros de espesor visible al pie de Los Morros de Güime, en las cercanías del aeropuerto de la isla. Estas acumulaciones sólo son observables en los cortes realizados para la instalación de edificaciones o de infraestructuras urbanas.

En la mayor parte de El Jable, los mantos y las formaciones dunares siguen siendo activas en la actualidad. Hacia mediados del S. XIX, el jable era considerado una amenaza para la agricultura de la zona. De hecho, hay constancia de que hacia el año 1835 las autoridades de San Bartolomé se quejaban de la falta de celo en la conservación de la aulaga:

Un pequeño arbusto, que es el que tiene detenidas las arenas del sable, que tanto y enormes males han causado a este pueblo, en términos tan tristes y lamentables de haber confundido algunos de los mejores terrenos (Álvarez, 1997).

Desde principios del S. XX, los jables han sido utilizados como tierras de cultivo; la movilidad actual de estas arenas se pone de manifiesto en la necesidad de colocar en los bordes de estas parcelas, y de forma perpendicular y paralela a la dirección del viento, bardos de paja de cereal (centeno o cebada) para detener la arena e impedir que ésta invada los cultivos. Un dato morfológico que pone de manifiesto el dinamismo actual de las arenas es que tanto las coladas de la erupción de 1730-36 que discurren desde Mozaga, al pie del Lomo de San Andrés y hacia la Caleta de Famara, como parte de los conjuntos correspondientes a la erupción del Volcán de Tao de 1824, se encuentran recubiertos en algunos lugares por las arenas, hasta el punto que coladas y aparatos de color negro intenso pasan prácticamente desapercibidos en el paisaje.

No obstante, la potencia de estas formaciones arenosas que constituyen El Jable no parece ser muy importante. En muchos sectores, bajo la capa de arenas es aún perceptible, sobre todo cuando se observa este territorio con fotografía aérea, la trama de las coladas sobre las que se asientan, pudiéndose distinguir muros laterales de enfriamiento y frentes digitados de lavas que parecen proceder de Montaña Tamia. Sólo en el área de Masdache el recubrimiento de dos grandes dunas por lapilli ha permitido su conservación, dando lugar al Lomo de San Andrés y Lomo Camacho, sólo observables en la actualidad en las canteras abiertas en sus flancos.

En el Jable activo, las formas mayores de acumulación, como las dunas, apenas tienen desarrollo, presentando dimensiones muy modestas, con crestas que sólo llegan a alcanzar los 2 ó 3 metros de altura, apareciendo, además, aisladas unas de otras y en sectores cercanos al tramo meridional de la pared de El Risco y en las proximidades de La Caleta

de Famara. En estos extensos campos de arenas eficazmente barridos por el viento, la presencia de pequeños arbustos o de accidentes topográficos de baja talla suponen obstáculos que generan la formación de acumulaciones eólicas dispuestas a sotavento de los mismos y alargadas según la dirección del viento, que reciben el nombre de *nebkas*.

III.3.- La red hidrográfica de las rampas lávicas

Salvo los cauces ya descritos labrados sobre los aparatos eruptivos más antiguos, el drenaje más importante de esta área central se desarrolla fundamentalmente sobre rampas de morfología suave y pendientes variables constituidas por acumulaciones lávicas. Estas rampas se encuentran, por tanto, interrumpidas de forma local por la presencia de barrancos de escaso encajamiento y de gran monotonía de formas, que apenas si destacan en el paisaje.

La relativa juventud del sustrato de este sector —siempre con edades inferiores a los 3 ma—, la extensión del territorio cubierto por materiales históricos —32% del área central—, la presencia de acumulaciones de arenas y la escasa pendiente general determinan que la escorrentía superficial concentrada sólo represente el 13,11% de su territorio y que el 86,89% del mismo esté singularizado por la ausencia de escorrentía concentrada. Así, al contrario de lo que sucedía en los macizos antiguos, y pese a que esta área central supone un 62,41% de la superficie total de la isla, en ella se inscriben sólo el 15,29% de los cauces y el 27,14% de las cuencas insulares, lo que pone de manifiesto la escasa entidad que tienen las mismas en su morfología. Por ello, uno de los rasgos más destacados del sistema hídrico del centro de la isla es la amplitud del área sin drenaje superficial

concentrado o con él en estados muy incipientes y, en contrapartida, la extensión del territorio con caracteres arreicos o endorreicos, más aún si tenemos en cuenta que 5 de las 38 cuencas de drenaje concentrado carecen, además, de salida directa al mar.

A este carácter arreico o endorreico contribuyen los rasgos estructurales del sustrato. Su carácter áspero, poroso y caótico favorece la infiltración y dificulta la escorrentía. De este modo, las pequeñas cubetas endorreicas se forman preferentemente entre los distintos conos volcánicos, o incluso en el interior de los campos lávicos más antiguos, donde existen pequeñas depresiones estructurales que permiten la concentración de las aguas. Existen incluso áreas —como son por ejemplo los malpaisés recientes o los sectores de acumulación de arenas— donde la escorrentía es casi nula y que se caracterizan, por tanto, por su naturaleza arreica.

Una visión general de la articulación espacial de estas cuencas de drenaje permite observar la clara desigualdad existente entre la vertiente oriental, la occidental y el sector central. De las 38 cuencas existentes en este sector de la isla, 21 corresponden al área oriental, 16 a la occidental y sólo 1 a la central, lo que significa que más del 50% de las mismas se inscribe en el área oriental, correspondiéndole al área central sólo un 2,63%. Por otro lado, las cuencas hidrográficas no presentan un reparto homogéneo dentro de cada uno de estos sectores, sino que tienden a concentrarse en determinados ámbitos espaciales, disponiéndose en la vertiente oriental, en sus tramos norte y sur, en la occidental, en su área noroccidental y, en el sector central, en el sur.

El análisis comparado de estos tres sectores hidrográficos pone también de manifiesto algunos otros hechos de interés. Así, el área oriental posee un mayor número de

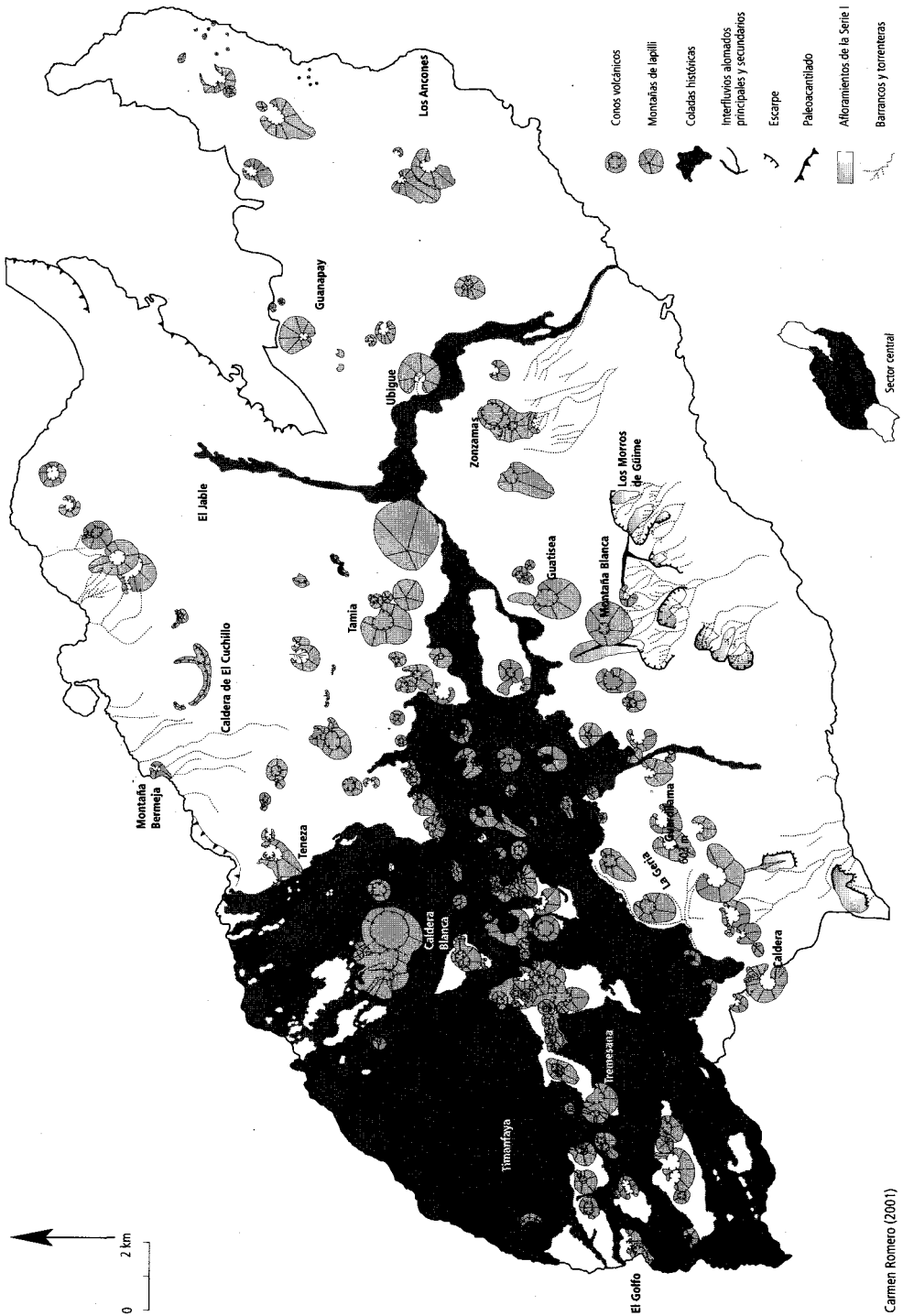


Figura IV.19.- Red hidrográfica asociada a las cadenas volcánicas del sector central de la isla

Carmen Romero (2001)

cuenca y de cauces (21 cuencas y 163 cauces, frente a los 16 y 27 del área occidental y una única cuenca y 9 cauces del área central). Esta estrecha banda oriental tiene, además, la mayor parte del territorio drenado del sector central de la isla, puesto que con valores de 46,23 km² representa el 65,51% de su superficie total, frente al 21,03% y 13,44%, de las áreas occidental y central respectivamente. Ello significa que en el área oriental las cuencas no son sólo de mayor extensión superficial, con una media de 2,20 km² por cuenca —frente a los 0,93 del área occidental—, sino de mayor longitud y anchura, con medias de 2,42 km y 1 km respectivamente —frente a los 1,89 y 0,64 del sector occidental—, y las que engloban, además, a la mayor parte de las redes de orden 3 —el 66,66%— y 4 —el 100%—. Como se puede deducir a partir de contrastes tan acusados, las cuencas y redes presentes en la franja oriental corresponden a los sectores hidrográficos más desarrollados de toda el área central de la isla.

Estas marcadas diferencias espaciales están motivadas por la conjunción de varios factores. Es precisamente en la vertiente oriental donde se emplazan los materiales más antiguos de toda el área central, los pequeños y discontinuos afloramientos pertenecientes a la Serie I, siendo predominantes además las rampas elaboradas a partir de acumulaciones lávicas de la Serie II o pertenecientes a los materiales más antiguos de la Serie III. Por otro lado, el hecho de que las erupciones del rosario de conos que va desde Caldera Riscada hasta Montaña Guatisea se hayan desarrollado como auténticos relieves postizos superpuestos a los afloramientos de Tías, determina que las pendientes generales sean mucho más pronunciadas que las de los

restantes sectores de esta área central, lo que evidentemente estimula los procesos de erosión. Y, por último, la particular disposición de los conos formando una alineación volcánica compacta y con pocos vanos estructurales, hace que ésta actúe como una auténtica barrera topográfica, impidiendo el derrame de coladas procedentes de las alineaciones volcánicas más occidentales y favoreciendo la actuación durante períodos de tiempo más prolongados de los procesos de modelado.

Los barrancos, por lo general, muestran pocas variaciones morfológicas, constituyendo formas de incisión poco evolucionadas que tienen cabeceras simples y mal definidas, cursos principales de escaso recorrido —con medias de 1,77 km— cuyo encajamiento depende de la potencia de las capas sobre las que se labran y donde son escasas las acumulaciones detríticas. Estos barrancos se inscriben en cuencas que carecen de límites hidrográficos netos, presentan escasa superficie, con medias siempre inferiores a los 2 km², y escaso desarrollo longitudinal y transversal —con medias inferiores a los 3 km y los 900 metros, respectivamente—. Por lo general las redes hidrográficas exhiben bajos grados de jerarquía, pues los órdenes 1 y 2 agrupan al 84,2% del sistema de drenaje; no obstante, sorprendentemente dada la relativa juventud del sustrato, es posible encontrar también en este sector central redes de órdenes 3 y 4, aunque éstas suponen sólo el 15,78% de la superficie. La elevada jerarquía de algunas de estas redes y su escaso grado de encajamiento pueden explicarse teniendo en cuenta el elevado número de cauces de orden 1, formados sobre los dorsos de los conos volcánicos, que son precisamente las áreas constituidas por materiales más vulnerables a la erosión.

III.4.- Las formas mixtas

Uno de los rasgos morfológicos más destacados del sector central de la isla es la existencia de pequeñas depresiones de gran desarrollo longitudinal y dispuestas de modo paralelo o subparalelo a los cordales constituidos por las alineaciones volcánicas que recorren esta zona desde el ENE y NE hacia el WSW y SW. Aunque la morfología de estos sectores recuerda a los amplios valles en U de los macizos antiguos, su génesis difiere claramente de la de aquéllos. Estos “pasillos intermontañosos” constituyen formas de carácter mixto por cuanto corresponden a depresiones de tipo estructural, formadas como consecuencia de la agrupación de los edificios volcánicos en pequeñas cordilleras lineales y paralelas entre sí, luego transformadas puntual o totalmente por procesos de erosión.

Estos valles no se forman, por tanto, como consecuencia de procesos erosivos, aunque éstos puedan introducir en ellos retoques importantes, sino que corresponden a los vanos eruptivos existentes entre las alineaciones volcánicas principales. Evidentemente, una vez configurados, la esorrentía puede concentrarse en ellos y dar lugar a la formación de una red hidrográfica incipiente, con pequeños cauces de funcionamiento esporádico, que sólo introducen remodelaciones de escasa importancia. El mejor ejemplo de pasillo intervolcánico lo constituye el sector de La Geria, donde los pequeños cauces recientes, labrados sobre los dorsos de los conos de Guardilama, Tinasoria y Chupaderos, recubiertos de piroclastos de la erupción de 1730-36, vierten sus aguas hacia el este, donde se pierden bajo las coladas de la erupción del S. XVIII. Ello ha terminado por dar lugar a una cuenca de carácter endorreico.

En los sectores de mayor antigüedad y más deprimidos de estos pasillos intervolcánicos la acumulación de materiales de proyección aérea ha permitido el desarrollo de suelos profundos, muy fértiles, así como la formación de cuencas endorreicas, que son designadas en la isla como Vegas —Vega de Quintero, Vega de Tiagua, La Vegueta—. Morfológicamente, las vegas de esta área central muestran algunas similitudes con las existentes en el interior de los macizos, pues corresponden a formas cuyas laderas presentan topografías suaves y alomadas y cuyos fondos son absolutamente planos. No obstante existen diferencias sustanciales entre ambas. Las vegas del sector central están mal delimitadas topográficamente, pues las laderas que las constituyen no cierran la totalidad de la depresión y se encuentran flanqueadas por edificios volcánicos no siempre adosados. Tampoco se caracterizan por mostrar plantas triangulares, con sus vértices más estrechos situados hacia los sectores más altos como en los macizos, sino que poseen plantas irregulares determinadas por la disposición de los conos volcánicos que las rodean. Incluso, en ocasiones, estas depresiones no se hallan totalmente flanqueadas por conos volcánicos por lo que configuran depresiones abiertas, como sucede por ejemplo en la Vega de Tiagua; en este caso, la vega se ha formado como consecuencia del cierre de un vano intervolcánico llevado a cabo por las coladas procedentes de Montaña Tamia.

La erupción de 1730-36, provocó la desaparición de algunas vegas, como la que se desarrolla entre las alineaciones de Montaña Iguadén-Los Rostros y Tizalaya-Montaña Los Rodeos. En esos casos, las depresiones intermontañosas canalizaron las coladas de lava del S. XVIII y sus fondos fueron total o parcialmente colmatados por las mismas.

IV. La importancia de la documentación histórica en el conocimiento de los procesos eruptivos del área central de la isla

Las primeras referencias documentales donde se describen manifestaciones de tipo volcánico en el Archipiélago Canario datan del período inmediatamente anterior a la conquista de las islas, llevado a cabo entre 1402 y 1492, y se prolongan hasta fechas muy recientes, ya que la última erupción se produjo en el año 1971. Durante este período se han originado en Canarias un total de trece erupciones volcánicas⁷; Lanzarote se ha visto afectada sólo en dos ocasiones por manifestaciones eruptivas, una producida hacia mediados del S. XVIII y desarrollada entre 1730 y 1736 —Erupción de Timanfaya—, y otra ocurrida un siglo después, en el año de 1824 —Erupción del Volcán de Tao, Nuevo del Fuego y Tinguatón—.

Por tanto, según el número de eventos eruptivos, Lanzarote es la isla donde el volcanismo histórico presenta menor frecuencia. Sin embargo, ello no significa que la eruptividad de este período posea en esta isla menor entidad que en el resto de las islas activas históricamente, pues todas las erupciones de Lanzarote constituyen manifestaciones volcánicas múltiples y corresponden, en realidad, a los procesos eruptivos de mayor envergadura y magnitud de los ocurridos en las islas en período histórico. Su mayor importancia relativa se refleja tanto en el número total de días con erupción —que con 2.141 días supone

el 78,8% del total de días activos del archipiélago—, como en la superficie cubierta por materiales volcánicos —que representa el 73,4% del total del área afectada por las erupciones históricas del archipiélago—. Se trata, por tanto, de la isla de Canarias donde el volcanismo histórico presenta mayor entidad y donde ha causado mayor impacto en el relieve y en el paisaje insular.

Ahora bien, los marcados contrastes existentes entre los dos episodios eruptivos de la isla permiten afirmar que el S. XVIII constituye el período de máxima eruptividad, ya que durante el mismo se desarrolló no sólo el evento volcánico de mayor envergadura de la isla —con más de un centenar de bocas eruptivas—, duración —2.055 días— y área ocupada —175 km²—, sino también de todo el Archipiélago Canario, del conjunto de archipiélagos que componen la Macaronesia —Azores y Cabo Verde— (Mitchel Thomé, 1981) y uno de los episodios eruptivos basálticos mayores conocidos en época histórica a escala mundial.

Estas erupciones se han desarrollado afectando sólo al sector central de la isla, donde ocupan casi un tercio de su superficie, y sus bocas y conos volcánicos se disponen en torno a directrices tectónicas de rumbo ENE-WSW. Los conjuntos eruptivos de esta isla han sido analizados por Hernández Pacheco (1909 y 1960), Fernández Navarro (1919, 1925) Fuster *et al* (1968), Romero *et al* (1982) Carracedo y Badiola (1991, 1993) y Romero (1991 a y b, 1997, 2000).

⁷ Estas erupciones sólo han afectado a tres de las siete islas mayores del Archipiélago. Dejando a un lado a la isla de Lanzarote, de los trece episodios eruptivos mencionados, siete se han desarrollado en la isla de La Palma (erupción de Tacande, producida entre 1430-1470; de Tehuya en 1585; de Tigalate o Martín en 1646, de San Antonio en 1677-78; E. del Charco de 1712; E. de San Juan de 1949; y, por último, la del Teneguía de 1971, que constituye por el momento la única erupción habida en el Archipiélago). En Tenerife han ocurrido sólo cuatro manifestaciones eruptivas, aunque una de ellas corresponde en realidad a un episodio triple (E. de Sietefuentes, Fasnía y Arafo, desarrollada entre fines del año 1704 y los primeros meses de 1712; E. Narices del Teide, en 1798 y, la erupción del Chinyero producida a comienzos del siglo XX, en el año 1909).

IV.1.- La erupción de Timanfaya

La erupción de Timanfaya, desarrollada a lo largo de un período de casi seis años, constituye la convulsión eruptiva de mayor importancia de todas las que han tenido lugar en Canarias en período histórico, por la duración y continuidad de los procesos eruptivos a lo largo de varios años, por el volumen de material emitido, por las extensas áreas cubiertas por lavas y piroclastos y por la amplia gama de formas volcánicas resultantes. A lo largo de este período de tiempo una parte del paisaje de Lanzarote cambió de forma radical, ya que los materiales eruptivos emitidos cubrieron casi un tercio de la superficie del centro insular, arrasando algunas de las áreas más fértiles de la isla y destruyendo numerosos núcleos de población. Los volcanes que se generaron marcaron profundamente no sólo su paisaje sino también la vida y la Historia de sus pobladores.

A pesar de la indudable importancia e interés que reviste este suceso para la historia natural, demográfica, agrícola y económica de la isla de Lanzarote, son muy pocas las referencias documentales existentes sobre la misma y ninguna de ellas, además, abarca la totalidad del período activo, lo que dificulta el establecimiento pormenorizado de la historia eruptiva de este sistema volcánico. No obstante, a través de los docu-

mentos contemporáneos a la erupción puede obtenerse una visión de conjunto significativa de los principales rasgos volcánológicos, históricos, socioeconómicos y geográficos, relacionados con ella⁸.

Las crónicas más conocidas y divulgadas son las efectuadas por D. Pedro Agustín del Castillo (1737), George Glas (1764) y Viera y Clavijo (1776). No obstante, la información más precisa y detallada corresponde a manuscritos de testigos directos de los principales fenómenos volcánicos acaecidos en la isla y elaborados por las autoridades locales y regionales, tanto civiles como eclesiásticas, de los Cabildos Insulares de Lanzarote y Fuerteventura, de la Real Audiencia de Canarias, así como del Cabildo Eclesiástico; la mayor parte de esta documentación constituye, en realidad, la correspondencia oficial mantenida durante la crisis eruptiva entre estos y otros organismos militares y eclesiásticos⁹.

A pesar de la existencia de estos testimonios contemporáneos a la erupción, el carácter de éstos no permite, sin embargo, reconstruir paso a paso lo sucedido. Sin duda, el hecho de que Lanzarote constituyera en esos momentos una isla de rango secundario dentro del Archipiélago debe haber jugado un papel fundamental en el tipo de referencias existentes. Su alejamiento de los centros de poder político y económico de esos momentos determina

⁸ Una recopilación de todos los textos relativos a las erupciones históricas de la isla puede encontrarse en:

– Romero C. (1997): *Crónicas documentales sobre las erupciones de Lanzarote*. Fundación César Manrique. 167 pp.

⁹ Las noticias más importantes son las que aparecen recogidas en los libros de:

– D. Pedro Manuel Dávila y Cárdenas (1737): *Constituciones y nuevas adiciones Synodales del Obispado de las Canarias*. Madrid

– L. Von Buch (1836): *Description Physique des Iles Canaries, suivre d'une indication des principaux volcans du globe*. Trad. de E. Boulanger. Leurrault librairie-editeur. Paris, pp. 291-310

– Hernández Rivero, A. (recopilador) y Caballero Mujica, F. (editor) (1991): *Documentos inéditos de la Historia de Lanzarote*. Publicaciones del muy Ilustre Ayuntamiento de Teguise, p. 83-97

– De la Hoz, A. (1966): *Lanzarote*. Gobierno Civil de Las Palmas. Cabildo Insular de Gran Canaria. Ayuntamiento y Cabildo Insular de Lanzarote, p. 179-180

– Roldán Verdejo, R. (1996): *Fontes Rerum Canariarum XIV. Acuerdos del Cabildo de Fuerteventura. 1729-1798*.

– Archivo de Simancas. Sig. XVIII-51

que la isla no participe de forma tan marcada en el desarrollo ideológico y cultural

que se estaba produciendo en las islas centrales del archipiélago.



Figura IV.20.- Mapa inserto en el Manuscrito de Simancas en el que se recogen los efectos causados por la erupción de Timanfaya durante los primeros meses

Por lo general, las crónicas que describen este paroxismo volcánico se caracterizan por una imprecisión elevada que resulta de la importante amplitud espacial de la erupción y de su dilatado período activo, lo que dificultó el seguimiento cronológico y la observación desde puntos próximos a las bocas eruptivas de los fenómenos sucedidos. De hecho, la mayoría de las descripciones corresponden a crónicas efectuadas desde lugares relativamente lejanos a los centros de emisión —lo que trae consigo vaguedad en la determinación del punto inicial de las emisiones y en la ubicación espacial concreta de cada una de las fases eruptivas— y, además, no abarcan la totalidad del período eruptivo —lo que impide el establecimiento de una cronología eruptiva completa—. Estas deficiencias de las fuentes determinan que se desconozca con exactitud cuáles son los edificios volcánicos pertenecientes a este sistema

eruptivo del S. XVIII y cuáles corresponden a etapas eruptivas de las Series IV y III, localizadas en la misma área.

No obstante, a través de todos estos documentos sabemos que la erupción comenzó, tras una importante crisis sísmica, el día 1 de septiembre de 1730. A partir de este momento inicial, y durante un período de casi seis años se desarrollarían etapas de gran intensidad eruptiva, intercaladas con lapsos de tiempo de escasa o incluso nula actividad. La erupción estuvo caracterizada por el desarrollo y sucesión de un espectro más o menos amplio de fenómenos, entre los que merecen destacarse la sucesión de etapas eruptivas muy moderadas, de carácter estromboliano, con otras de gran explosividad, la emisión tranquila de lenguas de lava y la casi constante lluvia de cenizas volcánicas, todo ello acompañado por crisis sísmicas de muy diferente magnitud, pero que fueron tanto

más importantes cuanto mayor fue la explosividad alcanzada en cada una de las fases eruptivas.

Durante el desarrollo de esta erupción fueron destruidos una treintena de caseríos, quedando otros 20 núcleos de población seriamente dañados por las acumulaciones de picón generadas por las lluvias de cenizas. Por fortuna, no se tiene constancia de pérdidas humanas, aunque la erupción tuvo consecuencias demográficas de cierta importancia ya que, según lo que consta en el Manuscrito del Archivo de Simancas, unos cinco meses después de comenzada la erupción había emigrado casi un 44% de la población, llegando a plantearse en algunos momentos la evacuación total de la isla. Económicamente, los daños fueron cuantiosos, ya que se perdieron no sólo las cosechas de los años con erupción sino también numerosos pajeros, parte de los sistemas de captación de aguas (pozos, maretas y aljibes), y una buena parte de los pastos y de la cabaña ganadera de la isla.

1.A.- Aproximación al marco geográfico, político, social y económico previo a la erupción del S. XVIII

Para poder interpretar correctamente todas las fuentes de información y evaluar con exactitud el impacto real de esta erupción volcánica, con los daños ocasionados y sus efectos sobre el relieve, la población y su economía, es necesario conocer con anterioridad el marco geográfico y el contexto político, social y económico en el que se desarrollaron los procesos volcánicos.

A.1.- El marco geográfico

Realmente son pocos los datos que se poseen que permitan la reconstrucción y el

acercamiento a los caracteres del relieve y del paisaje insular previo a la manifestación volcánica del S. XVIII. De hecho, la única descripción existente sobre los rasgos del área afectada por las erupciones es la efectuada por Leonardo Torriani, quien desembarcó en la isla en 1590:

Esta isla no tiene casi montañas, sino que de una extensión casi llana se elevan montículos iguales y cavernosos, con el lomo abierto a manera de vorágine, de que salen torrentes de piedra quemada... Entre estos montes se hallan campos hermosísimos y muy extensos y llanuras alegres de gran fertilidad, producida por las cenizas que antiguamente arrojó el fuego, por las vorágines de los montes; las cuales, podridas por la humedad, producen todos los años infinita cantidad de cebada y trigo¹⁰

La eliminación, sobre un mapa actual (Figura IV.21), de los conjuntos volcánicos construidos durante la erupción de 1730-36, permite obtener una visión de conjunto aproximada de cómo era este sector de la isla antes de la erupción.

El área más occidental del territorio ocupado por los conos y coladas de la erupción del S. XVIII debía constituir una extensa superficie de topografía más o menos suave, configurando rampas de desigual amplitud ligeramente inclinadas hacia occidente, donde debían existir zonas llanas, como la de Boiajo, dedicadas, como señalan De León *et al* (1996), al cultivo de marginales y al pastoreo.

La topografía de estas amplias superficies no era sin embargo homogénea. Flanqueadas tanto al norte como al este y sur por cadenas volcánicas antiguas —las

¹⁰ Torriani, L.: Descripción de las Islas Canarias. Traducción, introducción y notas de Alejandro Cioranescu. Goya Ediciones. 1978, Sta. Cruz de Tenerife, p. 45-46.

de Montaña Quemada-Montaña Encantada, la de Los Rostros-Montaña Iguadén o la de Chupaderos-Montaña de Juan Bello—, sobre estas rampas sobresalían algunas montañas aisladas dispersas sobre el territorio, como Montaña Bermeja, Caldera Blanca, La Caldereta, Montaña Tingafa, Los Miraderos, Los Rodeos, hoy en día convertidas en “islotos”, al haber quedado rodeadas por las coladas de esta erupción. Algunas de estas montañas, como Halcones, debían de estar emplazadas en sectores más próximos al mar de lo

que están en la actualidad, ocupando una posición litoral o prelitoral. Entre estas montañas destacaban aquellos espacios que, debido a su carácter reciente, constituían malpaíses de morfología superficial muy fresca, y estaban dedicados al pastoreo (De León *et al*, 1996), como el que caracterizaba al sector de Montaña Encantada o el que, según señalan las fuentes documentales, existía en las cercanías de Santa Catalina, hoy desaparecidos —o mimetizados— bajo los materiales del mar de lava de Timanfaya.

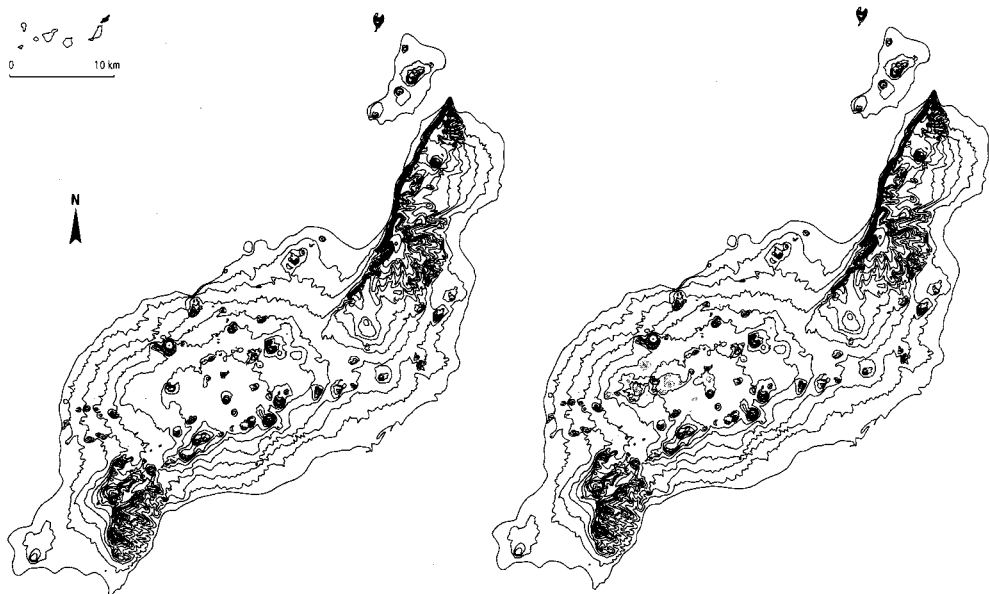


Figura IV.21.- Reconstrucción de la topografía previa a la erupción de Timanfaya. En el mapa de la izquierda se han eliminado todos los conjuntos eruptivos edificados durante la misma. El mapa de la derecha es el que muestra la topografía actual

Hacia el este y norte de esta área, donde los conos volcánicos de la Serie III aparecen agrupados constituyendo alineaciones volcánicas más o menos cerradas, debían desarrollarse depresiones intervulcánicas de muy diversa extensión, abiertas hacia occidente y conectadas con las rampas tendidas del oeste. Localmente, en su interior,

pero siempre en posición cercana a las antiguas alineaciones volcánicas, aparecían vegas, como la de Tomar, la de Machín, la de Rodeo, la de Tingafa, la de Mancha Blanca la grande, la de Santa Catalina, la de Vilaflor, la de Chupaderos, la Vega Vieja de Uga o la Vegueta Honda, dedicadas al cultivo de cereales (De León *et al*, 1996). En las

fuentes documentales se cita también la existencia de hoyas, que deben hacer alusión a sectores deprimidos puntuales y asociados, con probabilidad, a cráteres de conos volcánicos anteriores o a pequeñas depresiones localizadas en las rampas lávicas, que seguramente aparecían colmatadas de manera parcial.

Es probable, además, que en las depresiones intervolcánicas y en las amplias rampas occidentales existiesen algunos barrancos de escaso encajamiento, similares a los que hoy muerden los flancos occidentales de la cadena de Soo, que drenaban sus aguas hacia la costa occidental. De León (2000) señala la existencia de los barrancos de las Cuevas, de La Arena, del Jable y de Tomaren. Es posible que las coladas dibujadas en el mapa que acompaña al Manuscrito de Simancas, pertenecientes a las primeras fases de la erupción, estén indicando la existencia de depresiones de gran desarrollo longitudinal, a través de las cuales los flujos lávicos alcanzaron las costas. Si ello es así, deberían existir al menos tres depresiones, una situada entre Montaña Bermeja y Montaña Halcones, otra ubicada entre esta última montaña y la punta del Cochino y, por último, una localizada entre ésta y el sur de Montaña Teneza. La alusión en las crónicas documentales a cataratas de lava —ubicadas, con probabilidad, entre los conos de Mazo y de La Caldereta—, parece poner de manifiesto la existencia de barrancos en este sector, con saltos pronunciados, o de rupturas de pendiente acentuadas que rompían la monotonía topográfica de las rampas:

El 11 de septiembre, la erupción se renovó con más fuerza, y la lava comenzó a derramarse de nuevo. De Santa Catalina se precipitó sobre Mazo, incendió y cubrió toda esta aldea, y prosiguió su camino hasta el mar.

Corrió durante seis días seguidos con un ruido tremendo y formando verdaderas cataratas.

La disposición de todas estas cadenas volcánicas cuaternarias, así como la topografía general de este sector, son esenciales para explicar el trazado y el recorrido efectuado por las coladas emitidas desde las Montañas de Fuego y los Macizos del Fuego y Pico Partido. Muchos de los rasgos observados en estas coladas han servido, en parte, para poder llevar a cabo una reconstrucción del paisaje previo a la erupción. Así, pues, la existencia de rampas inclinadas hacia el oeste y sur y el trazado de las depresiones internas y de los barrancos determinaron que el derrame de las coladas se efectuase fundamentalmente hacia occidente. No obstante, conviene señalar que las alineaciones volcánicas del Cuaternario ubicadas hacia el norte y hacia el este actuaron como auténticas barreras topográficas que impidieron el flujo de las coladas hacia esos sectores. En el sector oriental, sólo la existencia de pasillos intervolcánicos, en combinación con la presencia de collados acentuados en dichas alineaciones, permitieron la circulación de los flujos de lava hacia el norte y hacia el este y su derrame —a través de los pasillos intervolcánicos y de las degolladas de Conil y del sector de Zonzamas— hacia el norte y oriente.

A.2.- El contexto político, social y económico previo a la erupción

Políticamente, y frente a las islas de carácter realengo de Tenerife, Gran Canaria y La Palma, es decir dependientes de la Corona, Lanzarote constituía en los inicios del S. XVIII una isla señorial, junto con las islas de Fuerteventura, La Gomera y El Hierro. Esta clara división política del archipiélago determinaba la existencia de conflictos

de intereses entre las instituciones representantes de la Corona y aquéllas que dependían del poder señorial.

Socialmente, a comienzos del S. XVIII, Lanzarote estaba inmersa en un modelo tardío de feudalismo. La estructura social estaba estratificada en nobles, burgueses y campesinos; jerarquía que giraba en torno a la propiedad de la tierra. Los principales poseedores de esta eran los Señores y sus allegados, distinguiéndose según su categoría social.

Eran precisamente los Señores los que repartían las tierras de labor, las fuentes, las maretas, las dehesas, las canteras y las salinas entre sus vasallos. A cambio de ello, los campesinos debían pagar una serie de impuestos, entre los que el más impopular era el de quintos. Se trataba de un impuesto de vasallaje consistente en pagar al Señor territorial, tanto en monedas como en especies, la quinta parte de todos los productos producidos, obtenidos o hallados en la isla y que se exportaban fuera —es decir un 20% de los rendimientos—. Se aplicaba, por tanto, a los productos agrícolas de recolección o de producción y en general a todas las mercancías que fueran vendidas. De este modo, el campesino antes de vender debía pasar por el quintador, para tasar las mercancías y pagar el impuesto, estableciéndose que todas las cargas debían llevarse de día y no de noche, con el fin de que no pudiesen eludir su pago.

La importante recesión económica que caracteriza al primer cuarto del S. XVIII determinó que la situación del campesino fuera empeorando con el paso del tiempo, propiciando revueltas antiseñoriales (Santana Godoy, 1981). De este modo, la emigración a las islas mayores de Tenerife y de Gran Canaria era la única posibilidad que permitía a los campesinos huir de la opre-

sión y de las penurias económicas, de modo que en algunos momentos de la historia de la isla se temió seriamente por su despoblamiento.

La economía isleña presentaba los rasgos típicos del Antiguo Régimen, constituyendo una economía de subsistencia, encaminada hacia el mercado interno (Santana Pérez, 1995). La agricultura constituía el único recurso económico de la isla, estando orientada hacia el cultivo de cereales, siendo el trigo, la cebada y el centeno los principales productos. Se trataba de una economía de baja producción y de escasos rendimientos, con técnicas de cultivo arcaicas y con disponibilidad de escasos medios, que giraba en torno a la producción de cereales —cuyos excedentes se exportaban al resto del archipiélago— y en menor medida, a una cabaña ganadera de escasa importancia. Aun así, los capitales obtenidos por las ventas de estos productos no revertían de nuevo en la isla, puesto que se retenían o invertían en las islas de Tenerife y Gran Canaria, donde estaban asentados los señores (Quintana Andrés, 1993).

Lanzarote debía, a su vez, importar gran parte de los productos que se consumían y utilizaban en la isla; productos manufacturados de primera necesidad, lo que generaba un intercambio desigual entre las islas de realengo y las de señorío. Por todo ello, la isla presentaba durante el primer cuarto del S. XVIII una economía absolutamente dependiente del exterior, tanto en el ámbito del abastecimiento como en el de producción, que se traducían en una fuerte penuria económica en la población, intensificada, además, por la existencia de los distintos derechos señoriales, como el citado de quintos. La cotización de los cereales descendió a partir de 1710, como consecuencia del aumento de la producción de nuevos culti-

vos, sobre todo la papa (Macías, 1995), lo que indudablemente contribuyó a agravar la crisis.

Pero, además, y como corresponde a una agricultura de secano, la producción dependía directamente de las condiciones climáticas (Santana Pérez, 1995). El régimen pluviométrico característico de la isla, con etapas de sequía acentuadas y períodos de lluvias esporádicas muy concentrados en el tiempo, originaba una gran irregularidad de las cosechas. En años de condiciones climáticas favorables, las cosechas eran abundantes y se obtenían no sólo cereales sino también otros productos como millo, legumbres, papas, algodón, viñas (Quintana Andrés, 1993). Durante estas etapas el excedente de granos era utilizado para completar el abastecimiento de las islas realengas, lo que permitía surtir a Lanzarote de productos manufacturados. Estos períodos de relativa bonanza explican la abundancia de pajeros y graneros existentes en la isla en el primer cuarto del S. XVIII, que se utilizaban para guardar parte de los excedentes de granos, bien para exportarlos o bien para hacer frente a futuros períodos de escasez.

Durante el período analizado, se tiene constancia de dos períodos de sequía prolongada, uno a comienzos del siglo, entre 1700 y 1703, y un segundo desarrollado entre 1715 y 1723, así como de años con fuertes temporales, como los de 1713, 1714, 1721 y 1722 que generaron cuantiosos daños en la agricultura (Clar Fernández, 1996 y Quintana Andrés, 1993)¹¹. Coincidiendo con estos años, se produjeron etapas de crisis agrícolas, que tuvieron como resultado la existencia de menor cantidad de grano a disposición del consumo interno, lo que acrecentaba las dificultades del campesinado y generaba hambrunas, elevadas tasas

de mortalidad y, como consecuencia, emigraciones masivas hacia las islas realengas (Hernández González, 1987). Estos movimientos migratorios interinsulares quedan reflejados en las siguientes descripciones recogidas por historiadores canarios:

...en Canarias sólo murieron más de 7.000 personas, por haber acudido allí mucha gente de Fuerteventura y Lanzarote. En el Sauzal de Tenerife desembarcaron de una vez 600 habitantes de dichas dos islas, buscando socorro a la indigencia (Quintana Andrés, 1993).

...sobre el año 1703 se enterraron muchos pobres llegados de la isla de Lanzarote, pues dicha isla padecía escasez de agua y la gente mucha hambre (Clar Fernández, 1996).

Aun así, en muchas ocasiones y durante las épocas de crisis, se continuaba exportando granos, tanto de forma legal como clandestina, hacia las islas realengas de Tenerife, Gran Canaria y La Palma, lo que contribuía a empeorar el desabastecimiento (Santana Pérez, 1995). La situación se agravó aún más cuando, en 1717, la Corona estableció un arancel nuevo, por el que los campesinos debían pagar no sólo por los productos que sacaban de la isla, sino también por los productos de primera necesidad que entraban en ella. Este nuevo impuesto fue la causa de los graves conflictos sociales producidos entre 1719 y 1720 en la isla de Lanzarote, llegando incluso a producirse motines importantes.

Tanto por el aumento de mortalidad, derivado de la subalimentación, como por las penosas condiciones de vida del campesinado, la emigración a otras islas llegó a tal nivel que, en 1721, el Cabildo de Gran Canaria, ante la masiva llegada de emi-

¹¹ Clar Fernández (1996), señala temporales en los años 1721 y 1722 y un período de sequía en 1703 y 1722.

grantes procedentes de Fuerteventura y Lanzarote, prohibió su entrada a la isla. Como consecuencia de ello se produjo el estancamiento, e incluso el descenso de la población, arreciando la miseria y la conflictividad social.

Con el fin de amortiguar estas etapas de carestía, las instituciones isleñas conceden exención de derechos por la venta de ganados —Real Orden de 7 de septiembre de 1723— y obligan al cierre de la saca de granos de la isla —Real Provisión de 1 de octubre de 1724— (Quintana Andrés, 1993). A pesar de esta prohibición expresa, tanto las personas como los granos siguieron saliendo de la isla, dando lugar a la emigración y a la exportación de granos de forma clandestina, práctica habitual durante el primer cuarto del S. XVIII.

La crisis económica de Lanzarote que caracteriza al período previo a la erupción de 1730-1736, hay que inscribirla en una recesión generalizada en todo el archipiélago y más amplia, que abarca desde 1680 a 1820 (Macías, 1995). Esta larga etapa de decadencia económica estuvo motivada por la conjunción de varios factores. En primer lugar, porque el policultivo intensivo cuya expansión había caracterizado a la etapa económica precedente, fue incapaz de mantener su ritmo de crecimiento. En segundo lugar, porque las limitaciones a la entrada de malvasía en el mercado inglés, con fuertes aranceles de entrada y control de sus precios, determinaron que los vinos perdiesen su capacidad para sufragar las importaciones de manufacturas inglesas, generando un creciente déficit comercial que provocó la limitación de las importaciones de bienes y servicios a lo necesario e imprescindible. El impacto de esta situación se acentuó debido a la falta de mercados que sustituyeran al inglés, así como a la

dificultad para reducir los costes de la viticultura del país.

A la problemática de índole económica y social expuesta, hay que sumarle causas de origen estrictamente natural acontecidas con anterioridad a las erupciones, como fueron los ya citados temporales y sequías que afectaron a la isla. Es en este contexto de crisis política, social y económica donde se desarrolla la manifestación volcánica histórica de mayor envergadura de las ocurridas en el archipiélago.

1.B.-Efectos directos de la erupción del S. XVIII sobre la economía

En ocasiones se ha insinuado que la precaria situación económica de la isla de Lanzarote que caracteriza a casi todo el S. XVIII fue resultado del impacto económico que tuvieron las manifestaciones volcánicas desarrolladas entre 1730 y 1736. Teniendo en cuenta los rasgos que definen a la economía del primer cuarto del S. XVIII, ya expuestos en el epígrafe anterior, resulta obvio que la causa de la crisis económica de este siglo no estuvo ligada de modo directo con el impacto que supusieron estos fenómenos volcánicos, aunque, es evidente, que éstos contribuyeron, en un primer momento, a la acentuación de dicha crisis económica. No obstante, este contexto de recesión económica en el que se desarrolla la erupción de Timanfaya es fundamental para entender el impacto real de la erupción.

Los daños directos causados sobre los núcleos de población y tierras de labor fueron numerosos, pues según el Manuscrito de Simancas los lugares afectados hasta el mes de abril de 1731 ascienden a 58. No obstante, dado los datos con que contamos resulta muy difícil la valoración de las pérdidas económicas que representa la destrucción de estos lugares.

De cara a realizar una valoración real, habría que hacer una distinción entre aquellos núcleos de población y tierras de labor que sabemos con seguridad que fueron destruidos y arrasados en su totalidad por las corrientes de lava —entre los que figuran Santa Catalina, Timanfaya, Mazo, Rodeo, Maretas, Buen Lugar, Mancha Blanca y Tingafa— y que por tanto no pudieron ser recuperados con posterioridad a la erupción, y aquéllos que no fueron arruinados totalmente o que se vieron afectados de forma secundaria a través de la acumulación de arenas y que, por tanto, pudieron en muchas ocasiones volver a ser habitados y cultivados con posterioridad —por ejemplo, San Bartolomé, Yaiza, Uga, Yuco, Nazaret, Mosaga, Masdache, Vegueta, Calderetas y Yaiza—.

De igual modo, uno de los efectos de la erupción más perjudicial para la isla y para su economía, dada sus características climatológicas e hidrológicas, fue la pérdida de manantiales, pozos, algibes, maretas y sistemas de acogida de aguas del sector central de la isla, pues éstos constituían uno de los recursos más vitales.

También la ganadería insular se vio afectada. Las emisiones de arenas y cenizas determinaron la destrucción de muchas áreas de pastos, que eran fundamentales para la explotación ganadera, y que ocasionaron incluso la muerte de muchos animales:

hallándose... maior número de ganados de todas las especies que el se necesita para así las labores como para el gasto de carnicería, y no tener los pastos correspondientes a su número de que resulta morirse continuamente y estar expuestos a su total ruina... (Manuscrito de Simancas, Carta de 25 de marzo de 1731).

Sin lugar a dudas, el peor efecto que provocó la erupción sobre la economía de la isla está asociado al desabastecimiento de granos en el mercado insular. Con el fin de paliarlo, la Real Audiencia de Canarias prohibió el 20 de octubre de 1730 la extracción de granos de la isla, lo que impidió, a su vez, la posibilidad de comerciar con ellos y, obviamente, la entrada de los productos de primera necesidad, no producidos en la isla pero necesarios para la manutención de sus habitantes. No obstante, a pesar de esta prohibición, durante los primeros meses se llevaron a cabo extracciones clandestinas de granos, por los grupos sociales de mayor poder.

1.C.- Efectos de la erupción sobre la población

Según los datos que constan en los documentos contemporáneos a la erupción, Lanzarote contaba en el año 1730, con una población de 4.977 habitantes. Desde el comienzo de los fenómenos volcánicos se generó un movimiento migratorio que, pasados los meses alcanzaría cierta entidad, facilitado, sin duda, por la práctica de la población a desplazarse a otras islas durante las etapas de penuria económica originadas por situaciones naturales adversas previas a la propia erupción.

Ante la gravedad de los sucesos que se estaban produciendo en la isla de Lanzarote y los problemas planteados por la destrucción de casas, tierras de labor, acogidas de aguas, algibes, maretas, pastos, graneros etc., el Cabildo de Lanzarote, con fecha de 17 de octubre de 1730, se hace eco de la petición de los habitantes de la isla para dar licencia a la salida hacia otras islas. Se inicia así un proceso migratorio hacia Fuerteventura. Es llamativa la rapidez —tan sólo un mes y medio después del inicio de la erupción—

con que los campesinos iniciaron el proceso de emigración —único en la historia de la volcanología de Canarias—, sobre todo si tenemos en cuenta que los daños producidos en esta primera etapa de la erupción no eran aún cuantiosos; todo parece indicar que los habitantes de la isla utilizaron los fenómenos eruptivos como excusa para poder alejarse de una situación económica y social precaria.

Sin embargo, la Real Audiencia de Canarias, con fecha de 20 de octubre de 1730, prohíbe la salida de personas y de granos de la isla, lo que traerá consigo dos consecuencias importantes. En primer lugar, genera un movimiento interno de la población desde los sectores afectados en el centro de la isla hacia otros lugares de la misma; primero instalándose en sus proximidades —Tinajo, Mancha Blanca etc.—, sobre todo al comienzo de la erupción, cuando no se tenía una dimensión exacta del fenómeno y su duración, y luego trasladándose al norte, hacia Los Valles (De León *et al*, 1996) o incluso hacia Haría, tal y como consta en las Actas Capitulares del Cabildo Eclesiástico de Canarias, con fecha de 8 de octubre de 1731:

Haría se libra del Volcán y aumenta su población y por ello se amplía la Silla de Diezmos.

Cabildo, lunes 8 de octubre de 1731... en que representando el que por aver acrecido el Vezindario del Lugar de Jaría por ser en lo que no se padeció detrimento con los Volcanes, se han aumentado las cementeras en aquellos parages, y cada vez será más sin que en la Zilla de aquel lugar se puedan encerrar sus Diezmos, y que ofreciéndose oportunidad de maderas baratas, se ofrece a cuidar a la fábrica de otra Zilla cumpliendo sus costos con todo lo demás...

En segundo lugar, se produce una emigración ilegal desde Lanzarote hacia la isla más cercana de Fuerteventura, práctica habitual de la población desde fines del S. XVII relacionada con momentos de crisis económica. El Gobernador de Armas de Fuerteventura señala que hasta el día 14 de noviembre de 1730 había llegado a su isla un total de 363 personas, lo que supone una emigración del 7,2% de la población de Lanzarote en tan sólo dos meses y medio de erupción. La desobediencia de la población en este punto obliga a la Real Audiencia a proponer, en el Decreto de Real provisión de 31 de octubre de 1730, penas a los patrones de barcos que contribuyan a la salida de granos y personas hacia otras islas. Medidas similares habían sido utilizadas con anterioridad, desde las primeras décadas del S. XVIII, en relación con las extracciones ilegales de granos durante las épocas de carestía (Santana Pérez, 1995).

No obstante, la persistencia de los fenómenos eruptivos, junto a la emigración clandestina, hicieron que se flexibilizase la postura de la Real Audiencia sobre la salida de la isla de personas, bienes y granos, de forma que en las providencias adoptadas el 9 de diciembre de 1730 se permitió la marcha de algunas familias hacia la cercana isla de Fuerteventura —“y no a otra”—. A pesar de ello, el agravamiento de la situación y las presiones de la población conejera motivaron que la Junta nombrada para el seguimiento de la crisis plantease en carta de 29 de diciembre de 1731 la imposibilidad de mantener en la isla a toda la población, y la necesidad de evacuar de la isla a 400 vecinos con sus familias, con destino a cualquiera de las islas del archipiélago. Un mes más tarde, el 29 de enero de 1731, la Real Audiencia de Canarias da licencia para la salida de la isla a 400 vecinos —unas 1.848 personas—.

Desconocemos si esta evacuación se llevó a cabo o no. No obstante, si efectivamente ésta se produjo, ello significaría que unos cinco meses después de comenzada la erupción había emigrado de la isla la nada despreciable cantidad del 44% de la población.

La amplitud temporal de las manifestaciones eruptivas determinó que, tras estas etapas iniciales de emigración, la población terminara por acostumbrarse a este tipo de fenómenos naturales. Álvarez Rixo, historiador de la isla, recoge información a este respecto:

Don Matías Rancel... decía a mi padre a mi presencia el año 1810: Que el tenía ya cosa de setenta años, y había conocido y tratado a muchas personas que vieron la erupción del año 1730 y siguientes... Pero después, tanto se fueron familiarizando con aquel espectáculo, que como la lava parece que por razón de su densidad y pesadez y por lo llano de la tierra corría muy lentamente, los muchachos iban a jugar a ella, haciendo casitas y paredones de piedra seca delante de donde había de pasar, para verlos ir cayendo mezclándose, y sepultándose sus piedras en el encendido torrente.

1.D.- Desarrollo temporal y espacial de las manifestaciones eruptivas

A pesar de la existencia de numerosas crónicas contemporáneas a la erupción de Timanfaya, el carácter de las mismas imposibilita la reconstrucción detallada y paso a paso de lo sucedido durante ese período. No obstante, la información recogida en estas fuentes permite la obtención de una visión aproximada de los principales fenómenos ocurridos; en ellas se hace referencia a la cronología de las manifestaciones volcánicas, a las emisiones lávicas, piroclásticas y gaseosas, a los sismos y ruidos subterráneos,

a la ubicación espacial de las manifestaciones eruptivas, a las áreas afectadas, a las pérdidas ocasionadas en las cosechas, a la reacción de la población y de las autoridades civiles, militares y eclesiásticas frente a la erupción y a las medidas adoptadas por éstas ante los fenómenos eruptivos.

D.1.- Inicio y duración de la erupción

Toda la información obtenida de las distintas fuentes permite establecer el momento preciso del comienzo de la actividad eruptiva:

el volcán que rebentó en esta isla la noche del día primero de dicho mes de septiembre. (Manuscrito de Simancas, fol.1)

Más concreto aún, Andrés Lorenzo Curbelo, especifica también la hora de comienzo de las primeras manifestaciones:

El primero de septiembre de 1730, entre 9 y 10 de la noche, la tierra se antreabrió de pronto.

Álvarez Rixo recoge así el momento inicial de la erupción:

... Que a día 1º de septiembre tan luego como se oyeron los primeros estampidos, en la villa de Teguisse no sabían a qué atribuirlo y despacharon algunos soldados de a caballo que entonces había en su milicia, para que reconociesen el peligro, los cuales volvieron en la noche a toda brida haciendo incomprendible y espantosa relación porque no había antecedentes de estos fenómenos, ni los caballos se mostraron dóciles para aproximarse. Finalmente, la llegada de los asombrados moradores de aquel desdichado suelo, la aldea de Chimanfaya, a 3 leguas O, de la Villa, aclaró todo, que es poco más o menos

como la noticia del Sr. Viera en su Historia (J.A. Álvarez Rixo).

Son muy pocas, sin embargo, las referencias que poseemos que abarquen la totalidad del período activo. De hecho, para poder establecer la cronología de la erupción sólo podemos contar con los datos sacados del relato del Cura Curbelo, que abarca un período de más de un año —desde el 1 de septiembre de 1731 al 28 de diciembre de 1731—, del Manuscrito de Simancas, en el que constan sólo los primeros meses de la erupción —del 1 de septiembre de 1730 al 4 de abril de 1731—, de la descripción del Obispo Dávila —que permite una visión muy general y sesgada de la situación existente a principios de 1733— y de las Actas Capitulares del Cabildo Catedralicio de Canarias —en las que existen ligeras alusiones a las fases eruptivas que probablemente se desarrollaron en diciembre de 1731, y en los meses de marzo-abril y mayo de 1735, algunas de las cuales no constan en ningún otro tipo de fuente documental—.

Si el momento de inicio de la erupción está reflejado de modo expreso en toda la documentación consultada, no ocurre igual en cuanto a la duración del período activo, pues existen datos contradictorios.

Según Pedro Agustín del Castillo, la actividad eruptiva se prolongó durante un período de cuatro años:

...un furioso volcán...que repitió, abriendo diversas vocas, cuatro años.

Sin embargo, Ruiz Cermeño, en 1772, afirma que:

los bolcanes que empezaron en el año 1730 y que no dejaron de vomitar hasta el de 1735.¹²

No obstante, según afirma Viera y Clavijo, y la mayor parte de los autores posteriores que recogen los datos de este autor, la erupción tuvo una duración de casi siete años.

En realidad, la única referencia que hace alusión al momento del cese de la erupción corresponde al relato del Cura Curbelo, en el que se precisa que la fecha tope de las erupciones fue el 16 de abril de 1736. Este dato, que está tomado directamente de la transcripción que hace Leopoldo Von Buch de la narración del Cura de Yaiza, se confirma en la obra de Viera y Clavijo, quien al realizar una reseña sobre el autor de la crónica señala el título de dicha narración, en el que consta además la fecha de 1736 como la de finalización de los procesos eruptivos:

Curbelo (Don Andrés Lorenzo). Presbitero, natural de la isla de Lanzarote, cura de Yaiza... escribió: "Diario de apuntaciones de las circunstancias que acaecieron en Lanzarote, cuando ardieron los volcanes, años de 1730, hasta 1736"; dedicado al ilustrísimo señor don Juan Francisco Guillén, Obispo de Canaria, en 1744. Es un curioso manuscrito y muy apreciable para la historia natural de nuestras islas.¹³

Pues bien, teniendo en cuenta todos estos datos y considerando además que en las Actas Capitulares del Cabildo Catedralicio de Canarias se mencionan fases eruptivas para el año 1735, la fecha dada por el Cura Curbelo para la finalización de las

¹² En Rumeu de Armas, A. (1981): Estructura socio económica de Lanzarote y Fuerteventura en la segunda mitad del S. XVIII. Anuario de Estudios Atlánticos. Nº 27, p. 438.

¹³ Viera y Clavijo, J. (1982): Noticias de la Historia General de las Islas Canarias (1776). Goya Ediciones. Octava Edición. Santa Cruz de Tenerife. Tomo II, p. 884.

manifestaciones volcánicas de 16 de abril de 1736, parece ser la más fiable. Si suponemos que estos datos son los correctos, la erupción presentó una duración de cinco años y siete meses y medio, unos 2.055 días en total.

D.2.- Las fases eruptivas

Ahora bien, en este cómputo sólo se tiene en cuenta el inicio y el final de las manifestaciones, lo cual no significa que durante ese lapso de tiempo la actividad volcánica fuese constante. De hecho, según lo que se deduce de la mayoría de los textos, la erupción se caracterizó, al menos durante el período del que tenemos información más detallada, por la articulación temporal de fases eruptivas y lapsos de tiempo de muy escasa actividad volcánica, e incluso en ocasiones con interrupciones marcadas de la misma.

De este modo, según lo que consta en el texto del Cura de Yaiza y admitiendo que la falta de referencias a la actividad eruptiva supone la existencia de fases de calma, desde el 1 de septiembre de 1730 al 28 de diciembre de 1731 se produjeron, al menos, unas nueve etapas de tranquilidad, intercaladas entre 10 etapas activas. Estas fases de calma tuvieron una duración muy desigual, oscilando desde sólo un día a más de un mes. Así, a lo largo del primer año, es decir desde el 1 de septiembre de 1730 al 31 de agosto de 1731, el cómputo de días activos es de 205, intercalados con etapas de calma que suman un total de 160 días. Ello significa que el 56,2% del año estuvo caracterizado por el desarrollo de erupciones y que durante el 43,8% restante hubo calma eruptiva. Evidentemente, estas cifras sólo pueden ser consideradas como aproximadas, pero son lo bastante elocuentes como para poder afirmar la

secuencia alternante de fases activas y fases de tranquilidad.

Según Curbelo, hacia fines de junio de 1731 se produjo una fase de inactividad de cierta importancia, puesto que presentó unos tres meses de duración, a la que siguieron fases activas de frecuencia semejante a las anteriores durante los meses de octubre, noviembre y diciembre (Cuadro nº IV.1).

Para el período posterior a diciembre de 1731 carecemos de referencias precisas que permitan establecer la historia completa de la erupción. No obstante, según lo que parece deducirse de los datos recogidos de las Actas Capitulares del Cabildo Catedralicio de Canarias, y del relato efectuado por el Obispo Dávila, pueden establecerse algunas etapas eruptivas más, una producida en diciembre de 1732, otra en febrero de 1733 y por último, una tercera desarrollada con probabilidad en los meses de marzo/abril o mayo de 1735. Si los datos recogidos son exactos, parece ser que desde fines de 1731 la frecuencia eruptiva fue mucho menor.

Al llevar a cabo un análisis similar de la información cronológica obtenida del Manuscrito de Simancas, los resultados, sorprendentemente, no coinciden con los obtenidos del documento del Cura Curbelo (Cuadros IV.1 y IV.2). Según el texto de Simancas desde el 1º de septiembre hasta el mes de abril de 1731, se desarrollaron cuatro etapas eruptivas intercaladas con tres fases de calma, frente a las 8 fases eruptivas y 7 etapas de calma recogidas en el relato de Curbelo para ese mismo período.

De este modo, mientras que el inicio y duración de la primera erupción, así como el comienzo de la primera fase de calma eruptiva coinciden en ambos textos, el resto de la documentación muestra patentes

Día	Mes	Año	Sucesos recogidos	Zonas afectadas
1/19	Septiembre	1730	Elevación de una montaña. Llamas	Cerca de Timanfaya (a 2 leguas de Yaiza)
Pocos días después	Septiembre	1730	Formación de un nuevo abismo. Emisión de lava inicialmente fluida y luego más densa	Timanfaya, Rodeo y parte de Mancha Blanca
17	Septiembre	1730	Levantamiento de una roca del seno de la tierra. Emisión de lava	Destrucción de Maretas y Santa Catalina, situados en el valle
11-18	Septiembre	1730	Aumento de la intensidad eruptiva Emisión de lava durante 6 días seguidos Formación de cataratas de lava	Desde Santa Catalina, hasta Mazo y desde allí al mar
19/17	Septiembre/octubre	1730	Calma eruptiva	Sin señalar expresamente en el texto
18 hasta el 28	Octubre	1730	Formación de tres nuevas aberturas Emisión de humos espesos, con escorias, arenas y cenizas. Sucesos similares durante 10 días. Emisión de gases tóxicos	Encima de Santa Catalina Toda la comarca
30/31	Octubre	1730	Tranquilidad	
1	Noviembre	1730	Emisión de humos y cenizas	Pocos daños
10	Noviembre	1730	Emisión de lava	Zonas previamente afectadas
27 hasta el 11	Noviembre diciembre	1730	Emisión de coladas. Formación de una isla en el mar con las coladas	Hacia el mar
16/17	Diciembre	1730	Cambio en la dirección de la lava	Hacia el SW Chupadero Vega de Uga
17/6	Diciembre/Enero	1730/31	Calma eruptiva	Sin señalar expresamente en el texto
7	Enero	1731	Nuevas erupciones. Emisión de humos espesos y coladas de lava	?
Desde el 10 hasta el 27	Enero	1731	Formación de una nueva montaña y hundimiento de la misma en su propio cráter. Emisión de coladas	Hasta el mar a través del malpaís
28/2	Enero/febrero	1731	Calma eruptiva	
Desde el 3 hasta el 28	Febrero	1731	Formación de un nuevo cono Emisión de coladas	Aldea de Rodeo y su comarca hasta el mar
1/6	Marzo	1731	Calma eruptiva	
7	Marzo	1731	Formación de nuevos conos Emisión de coladas	Hacia el norte y hacia el mar Destrucción de Tingafa
Desde el 20 hasta el 31	Marzo	1731	Nuevos conos terminados por cráteres	Media legua más lejos que los anteriores
1/5	Abril	1731	Calma eruptiva	
6	Abril	1731	Reactivación con mayor intensidad de los conos anteriores. Emisión de coladas	Oblicuamente al lado de Yaiza, sobre el campo de lava ya formado
13	Abril	1731	Hundimiento de dos montañas	?
1	Mayo	1731	Calma eruptiva	
2	Mayo	1731	Renovación de la actividad a un cuarto de legua más lejos. Formación de un cono y emisión de coladas	Hacia Yaiza
Entre el 6 y 3	Mayo/junio	1731	Calma eruptiva	
4	Junio	1731	Formación de tres nuevas aberturas que luego se reunirían en una sola. Emisión de coladas Llamas. Violentas sacudidas	Cerca de Tingafaya Hacia el mar
18	Junio	1731	Formación de un nuevo cono sobre Mato, Sta. Catalina y Tingafaya. Emisión de coladas Emisión de vapores blanquecinos de otra montaña situada sobre Mazo	Mato, Santa Catalina y Tingafaya Hacia el noroeste
?	Fines de junio	1731	Humos y llamas acompañadas de violentas detonaciones	En el mar, hacia el NW desde Yaiza, y en la costa del Rubicón
?	Final de junio a octubre	1731	Cese de la erupción	
	Octubre y noviembre	1731	Nuevas erupciones	?
25	Diciembre	1731	Violentos temblores de tierra	Toda la isla
28	Diciembre	1731	Formación de un nuevo cono. Emisión de lava	Jaretas. Yaiza
Sin datos				
?		1732? 1733?	Destrucción Valle de Tomara	
16?	Abril	1736	Coladas de Puerto Naos	

Cuadro IV. 1.- Cronología de la erupción de 1730-1736, según el Cura de Yaiza

Día	Mes	Año	Sucesos recogidos	Zonas afectadas	
				Por coladas	Por arenas
1/19	Septiembre	1730	Comienzo de la erupción y su prolongación durante 19 días	Chimanfaya, Rodeo, Mancha Blanca la grande, parte de Jarretas, Buen Lugar, Santa Catalina y Mazo	Peña Palomas, resto de Jarretas, la mayor parte de la Jeria Alta
20 al 9	Septiembre octubre	1730	Fase de calma señalada expresamente en las cartas de 29 de diciembre y del 17 de octubre		
10 al 24	Octubre	1730	Nuevos volcanes inician su erupción a las cinco de la tarde. Localizados a tres leguas del anterior. Apertura de dos bocas, una cerca de la Iglesia quemada de Santa Catalina, la otra cerca de Mazo. Continuos temblores de tierra	Santa Catalina, Mazo	Testeina, Guaguaro, Conil, Masdache, Guatiz, Calderetas, San Bartolomé, Jeria Baja, Vega de Chupadero y parte de Huga
25/26	Octubre	1730	Fase de calma, señalada en la carta de 8 de noviembre. En la carta del 23 de noviembre se hace alusión a una fase de calma de 60 horas, sin precisar la fecha, que podría corresponder a esta		
27	Octubre	1730	Reactivación del volcán, "echando el mismo fuego y arenas que antes". Emisión de coladas durante 6 días. Cierre de la boca de Santa Catalina. Continuación de la de Mazo, que emite coladas que llegan al mar	Chimanfaya, Vega de Rodeo, la de Mancha Blanca la grande, Santa Catalina, Buen lugar Las Jarretas, Malpais de Sta. Catalina, término de Diana y Tingafa, Mazo	Vegueta, Yuco, Tiagua, Tao, Cercado, San Bartolomé, Calderetas, Montaña Blanca, Mozaga, Lomo de San Andrés, Conil, Masdache, Asomada, Guaguaro, Testeina, Nazaret, Tahiche, Sonsamas, Gerias, Mancha Blanca, Chiquieta, Ynaguadem, Fiquinino, Peña Palomas, Yngafa y parte de las Jarretas
Antes del 6	Noviembre		Erupción de 2 nuevos volcanes (sin precisar fecha exacta) "conque podemos contar cinco"	Vega de Chupadero, Vegueta Honda, Vega Vieja de Huga, Hoya Juan de la Mar, Tegurrame, Tresmesana, Buenburro, Sagamo, Granzo, Horquetas, Vega de Vilaflor, Vega Nueva, Guatizelo, Bardito Vega de Boiajo, Yaiza	
23			Apertura de tres nuevas bocas, contiguas a la que tenía viva: "hace mucha más llama que estos días". Emisión de gases tóxicos en La Jeria con pérdida de ganado		
Antes del 30					
6 y 14	Enero		Crisis sísmica importante. Temblores en Gran Canaria.		
13 al 19	Enero	1731	Fase de calma señalada en las cartas de 19 de febrero y 1 de abril de 1731 (las fechas no coinciden en ambos documentos)		
20	Enero hasta abril	1731	Apertura de nueva boca en el lugar que había quemado de Mazo. Grandes y continuos temblores de tierra. Suspendidas las bocas antecedentes	Sectores afectados sin especificar Uga, El Tablero, Temuime, parte de Femez, Valle de Fenanso, Yaiza, Vega de Machin, términos de Guerra y comarcas de Montaña Blanca de Perdomo, Tenesar, Chimadatagaste, Tingafa y Tinajo	

Cuadro IV. 2.- Cronología eruptiva durante los primeros meses de la erupción de 1730-1736, según consta en el Manuscrito de Simancas

contradicciones. Si tenemos en cuenta que algunas de las fechas mencionadas en el texto de Simancas, no coincidentes con las del Cura Curbelo, son las mismas que las señaladas en las Actas del Cabildo Catedralicio de Canarias, parece evidente que la cronología de este último texto es la más

fiable; sobre todo, si consideramos que el manuscrito original del Cura de Yaiza no se ha localizado y que sólo contamos con la versión que aporta Leopoldo Von Buch (Cuadro IV.3).

En cualquier caso, dejando a un lado la evolución eruptiva específica, a través de

Cronología eruptiva según el Cura de Yaiza		Cronología eruptiva del Manuscrito de Simancas		Actas capitulares del Cabildo Catedral de Canarias	
Fases eruptivas	Fases de calma	Fases eruptivas	Fases de calma	Días con actividad	Observaciones
1-19 septiembre		1-19 de septiembre		1 de septiembre	Comienzo erupción
	20 septiembre al 17 de octubre		20 septiembre al 9 de octubre		
18-28 de octubre		10 al 24 de octubre		10 de octubre	Nuevos volcanes
	30-31 octubre		25 al 26 de octubre		
1 de noviembre al 17 de diciembre		27 de octubre al 13 de enero 1731		24 noviembre 11 de enero	Continuación de los volcanes
	18 de diciembre al 6 de enero 1731		13 al 19 de enero		
7 al 27 de enero		20 de enero hasta abril			
	28 enero al 2 de febrero				
3 al 28 de febrero					
	1-6 de marzo				
7-31 de marzo					
	1-5 de abril				
6 al 13 de abril					
	1 de mayo				
2 de mayo					
	6 de mayo al 3 de junio				
4 a fines de junio					
	Final de junio hasta octubre				
Octubre a diciembre 1731					
	Sin datos				
1732 ?				15 febrero 1732	
1733 ?				6 abril/mayo 1735	
16 de abril de 1736 Cese de las manifestaciones eruptivas					

Cuadro IV. 3.- Cronologías eruptivas comparadas de las descripciones del Cura Curbelo y del texto de Simancas. Los datos insertos en las Actas del Cabildo Catedral de Canarias sirven como fechas de corroboración

toda la documentación existente, es posible afirmar que la erupción tuvo una duración de **cinco años y siete meses y medio (2.055 días)** y que durante ese tiempo **la actividad volcánica no fue constante**, definiéndose fases de tranquilidad y fases activas, cuya frecuencia decreció a partir del primer año.

1.E.- La información de carácter volcanológico

Aunque los documentos constituyen una fuente casi inagotable de información, los datos que aportan acerca de los aspectos de carácter estrictamente volcanológico son escasos e imprecisos. Desde

este punto de vista, el documento del Cura Curbelo transcrito por Leopoldo Von Buch es mucho más rico que el texto de Simancas.

E.1.- El comportamiento eruptivo

Aunque las descripciones existentes son insuficientes para poder caracterizar el tipo de comportamiento eruptivo específico de cada uno de los episodios volcánicos individualizados, ni siquiera su intensidad o su dinámica eruptiva —hawaiana, estromboliana, etc.— sí que permiten una aproximación a las pautas generales de ese comportamiento en cada una de las fases definidas, pues existen descripciones más

o menos precisas del carácter de las erupciones en el texto del Cura de Yaiza.

Siguiendo este último texto y analizando con detalle cada una de las etapas definidas, se pone de manifiesto la existencia de, al menos, cuatro formas distintas de comportamiento eruptivo:

- exclusivamente explosivo
- explosivo-efusivo
- mixto
- hidromagmático

El comportamiento exclusivamente explosivo caracteriza a las fases en las que no existe mención alguna a las emisiones fluidas de carácter lávico. Durante ellas se emitieron cenizas, y arenas volcánicas, formándose columnas eruptivas de cierta importancia que permitieron una gran dispersión de los materiales y posibilitaron la formación de importantes acumulaciones de lapilli, que se extendieron por casi toda la isla, alcanzando incluso a la vecina isla de Fuerteventura (2º fase —18 de octubre— del texto de Curbelo). Durante algunas de estas fases se produjo la emisión ocasional de gases nocivos.

Pero el 18 de octubre, tres nuevas aberturas se formaron inmediatamente encima de Santa Catalina, que ardía aún, y de sus orificios se escaparon masas de un humo espeso que se extendió por toda la isla; estaban acompañadas de una gran cantidad de lapilli, de arenas y de cenizas que se extendieron por los alrededores, y de todos los puntos se vio caer gotas de agua en forma de lluvia. Los truenos y las explosiones que acompañaron a estos fenómenos, la obscuridad producida por la masa de cenizas y de humo que recubría la isla, forzaron más de una vez a los habitantes de Yaiza y de los lugares circunvecinos a huir, pero regresaban

pronto, pues estas detonaciones no parecían acompañadas de ningún otro fenómeno de devastación. El 28 de octubre, la acción volcánica se ejerció de esta manera durante diez días enteros, cuando de repente el ganado cayó muerto, asfixiado en toda la comarca por el desprendimiento de vapores pestilentes que se condensaron y cayeron bajo la forma de gotitas. El 30 de octubre, todo volvió a quedarse tranquilo. Esta erupción parece no haber estado acompañada de ninguna emisión de lava (Curbelo).

Este tipo de comportamiento eruptivo reseñado por Curbelo coincide plenamente con el que se recoge en el Manuscrito de Simancas para la fase del 10 de octubre:

...de presente ha reventado otro bolcan, en diez del corriente a las cinco de la tarde con poca diferencia, distante tres quartos de legua del primero con la circunstancia de haver abierto dos bocas, la una de otra a tiro de buen mosquete apartadas, y mui cerca la primera de la iglesia quemada de Santa Cathalina, y la otra de Mazo, echando por esta tanto fuego y arenas que a distancia de tres y quatro leguas se siente la incomodidad, que obra en la vista, y el daño que haze en los texados y tierras; pues se sabe por cierto que la Vega de Tomar, que es el corazon dela isla, las vegas del pueblo con que confina y otras muchas de particulares, que todo es en el riñon y centro de lo mexor, con los lugares de Testeina, Cuaguaro, Conil, Masdache, Cuatiz, Calderetas y San Bartho-lome con sus districtos, se hallan ya tan perdidos por lo que han subido dichas arenas que las tierras estan incapaces de cultivo y labor. Los algibes y maretas sin agua y perdidas totalmente las acogidas; las casas quasi tapiadas; los paxeros trabaxosos; el qual estrago tam [fol. 4] bien se toca en la

Jeria baxa, la vega del Chupadero, y parte de Uga; a que se llega que dichas arenas han cubierto no solo las vegas, tierras y lugares expresados con la imposibilidad de que aia algibe ni mareta que pueda coger agua, aunque llueva mui mucho, si tambien todo lo montuoso y terminos de los ganados mayores y menores; porque por nuestras culpas hasta los paxaros y conejos, con las inmundicias de ratones...

No obstante, el comportamiento explosivo durante la totalidad de un evento volcánico fue, según lo que se desprende de los documentos, un hecho casi excepcional.

El comportamiento explosivo-efusivo fue el más repetido a lo largo del período del que poseemos información. Por lo común, tras etapas de comportamiento explosivo, de duración muy desigual, se produjeron derrames de materiales lávicos de cierta importancia. De este modo, las erupciones comenzaban presentando una fase de carácter explosivo, muy semejante al comportamiento descrito con anterioridad, para finalizar con la formación de corrientes de lava (3ª fase —1º de noviembre— de Curbelo):

...el primero de noviembre, los humos y las cenizas aparecieron de nuevo y se desprendieron constantemente hasta el 10; entonces surgió una nueva colada que causó pocos daños porque todos los alrededores estaban ya quemados, devastados y cubiertos de lava. El 27, otra colada se precipitó con una increíble rapidez hacia los bordes del mar, alcanzando la orilla el primero de diciembre... (Curbelo).

...y revivió echando el mismo fuego y arenas que antes. Y corrió cinco, o seis días hasta que se apagó el fuego de la boca grande que abrió inmediata a Santha Catalina... (Simancas).



Figura IV.22.- El dibujo que acompaña al mapa de Lanzarote encontrado en Simancas da una visión más o menos idealizada del carácter de las fases eruptivas explosivo-efusivas

No obstante, no siempre el comportamiento de carácter explosivo fue previo a la emisión de coladas; en algunas ocasiones ambos tipos de comportamiento fueron concomitantes, caracterizando las fases a las que hemos definido como mixtas. Conviene tener presente que el hecho de que se produjeran derrames de lava no supone que la intensidad de las explosiones fuera menor que en las etapas estrictamente explosivas. La cuarta fase del texto de Curbelo puede considerarse como representativa de este estilo eruptivo:

El 7 de enero, nuevas erupciones vinieron a trastornar a todas las precedentes. Corrientes incandescentes, acompañadas de humos muy espesos, salieron por dos aberturas que se habían formado en la montaña. Las nubes de humo eran atravesadas frecuentemente por brillantes relámpagos de un resplandor azul y rojo seguidos de violentos truenos, como en las tormentas y este espectáculo era tan espantoso como nuevo para los habitantes, pues no se conocen las tormentas en estas comarcas. El 10 de enero, se vio levantarse una inmensa montaña, que el mismo día se hundió en su propio cráter con un estrépito horroroso, y cubrió la isla de cenizas y piedras. Coladas de lava ardiente descendieron como arroyos a través del Malpays hasta el

mar. El 27 de enero esta erupción había terminado. (Curbelo).

Durante algunos de estos períodos la intensidad eruptiva debió de ser muy importante, puesto que las fuentes mencionan la construcción de “inmensas montañas” en un solo día. También hacen alusión a hundimientos de los edificios que provocaron la formación de nubes densas, que se dispersaron rápidamente por toda la isla. En este sentido, no conviene olvidar que las remodelaciones operadas a lo largo del período de formación de algunos de los conjuntos volcánicos de Timanfaya han dejado algunos elementos volcánicos, cuyas formas destacan poco en el conjunto del sistema eruptivo, pero que ponen de manifiesto la existencia de centros eruptivos destruidos durante el propio proceso eruptivo. Así, el pequeño cerro piroclástico situado en las inmediaciones de Los Hornitos del Echadero de los Camellos, conocido con el significativo nombre de La Morreta, podría corresponder a los restos de un antiguo edificio desplomado durante la propia erupción.

Un último tipo de comportamiento eruptivo es el hidromagmático. Tanto en la descripción de Curbelo, como en los textos de Viera y de Glas, se menciona la existencia de fases eruptivas de muy alta explosividad, probablemente relacionadas con el contacto del agua con el magma. Este tipo de comportamiento es el más dudoso, pues no existen elementos geomorfológicos que permitan confirmar la existencia de dinámicas de este estilo; no obstante, tal y como se señala en los textos, los edificios podrían estar sepultados bajo capas de coladas posteriores. El Cura de Yaiza indica que estas

erupciones se produjeron hacia fines de junio de 1731.

En el mar a poca distancia del volcán, surgió una columna de humo, después apareció una pequeña roca piramidal, que allí sigue hasta el momento presente. Esta roca se unió a la isla por la materia arrojada por el volcán; fue tan grande y clamoroso el ruido, que se oyó en Tenerife, aunque a una distancia de cuarenta leguas (Glas).¹⁴

A corta distancia del torrente de aquella materia inflamada, vomitó el mar una columna de humo espeso; siguió a este humo una pirámide de peñascos y estos peñascos se incorporaron a la isla. Era el estrépito de aquellas explosiones tan fuerte, que se oía de Tenerife, sin embargo de distar 40 leguas de Lanzarote (Viera y Clavijo).¹⁵

Hacia fines de junio de 1731 todas las playas y las orillas del mar del lado del W. Se cubrieron de una cantidad increíble de peces muertos de todas las especies, y algunos de formas que no habían sido nunca vistas. Por el NW se veía desde Yaiza elevarse del seno del mar una gran masa de humo y llamas, acompañadas de violentas detonaciones, observándose la misma cosa del lado del Rubicón sobre la costa occidental (Curbelo).

De haberse producido una erupción en la costa y según lo que se desprende de los textos anteriores —emisión de columnas de humos espesos y de llamas, violencia de las explosiones— ésta correspondería a una erupción submarina de aguas someras (por encima de los 600 m de profundidad), las cuales, como hemos visto, se

¹⁴ Glas, G. Descripción de las Islas Canarias. 1764. Instituto de Estudios Canarios. La Laguna. Tenerife, pp. 35-36.

¹⁵ Viera y Clavijo, J. (1982): Noticias de la Historia General de las Islas Canarias, 1776. Goya Ediciones, Santa Cruz de Tenerife. Tomo I, pp. 787-788.

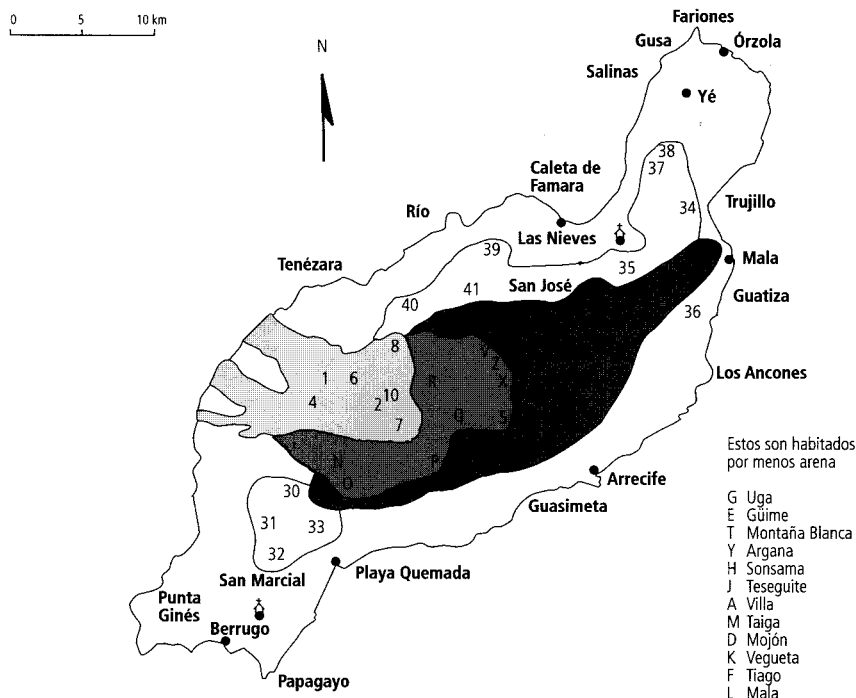
caracterizan por el desarrollo de fases de mayor magnitud e intensidad eruptiva, con gran fragmentación del magma, y con el desarrollo de columnas eruptivas densas.

E.2.- Las acumulaciones piroclásticas y lávicas. Las áreas afectadas

Las fuentes documentales aportan datos muy valiosos tanto respecto a los caracteres, trazado y disposición de las coladas de

lava como referidos a los sectores donde se produjo la mayor acumulación de materiales piroclásticos. En casi todos los textos contemporáneos a la erupción existe una clara diferenciación entre ambos tipos de fenómenos, pues todos ellos aluden a arenas y a corrientes de lava:

...Que para enterar a dichos señores del estrago y ruina que ha hecho el volcan que



Lugares sin ruina
34 Tavaiesco
35 Balles
36 Montaña
37 Jaria
38 Magues
39 Soo
40 Tinajo
41 Munique
30 Yaisa
31 Degollada
32 Femés
33 Casitas

Lugares consumidos del fuego
1 Masso
2 Sta. Catalina
3 Maretas
4 Chimanfaya
5 Jaretas
6 Tingafa
7 Peña Palomas
8 Mancha Blanca
9 Mancha Blanca Pequeña
10 Rodeo

Lugares perdidos con la arena
U Chupadero
V Jenas
W Conil
X Mastache
Y Calderetas
Z San Bartolomé
A Mosaga
B Lomo de Andrés
C Tago

- Estos son habitados por menos arena
- G Uga
 - E Güime
 - T Montaña Blanca
 - Y Argana
 - H Sonsama
 - J Teseguite
 - A Villa
 - M Taiga
 - D Mojón
 - K Vegueta
 - F Tiago
 - L Mala

Figura IV.23.- Áreas afectadas por las erupciones de 1730-1736 según consta en el mapa inserto en el Manuscrito de Simancas. Para poder efectuar la comparación con el mismo se han respetado los números y letras de identificación, así como la delimitación de las superficies cubiertas por materiales volcánicos.

rebenò en esta isla la noche del dia primero de dicho mes de septiembre, y se apagò a los dies y nueve de dicho mes, volviendo a reben-tar el dia dies del referido mes de octubre por dos bocas distantes la una de otra un tiro de mosquete, y ambas tres quartos de legua de la del primer volcan, se haga descripcion desta isla, expresando sus lugares y vezindades con distincion de lo que ha dexado y quemado el fuego y han perdido las arenas,... (Manuscrito de Simancas).¹⁶

Los piroclastos más groseros evidentemente contribuyeron a la formación de los conos volcánicos presentando áreas de dispersión locales:

Ha sido tanto el fuego y tan ele-bado que se ha visto continuamente desde esta, y las demas ysias en parajes de distan-zia segun se regula de cinquenta leguas, tantas las piedras, y de tal magnitud, que sobre haver formado muchas elebadas montañas al tiempo de salir, y quebrarse en el ayre (Manuscrito de Simancas)¹⁷

Ahora bien, las columnas eruptivas de cierta importancia, con la formación de materiales piroclásticos finos, arrastrados por los vientos, mostraron áreas de dispersión mucho más amplias que se extendieron por toda la isla. Estas diferencias en la extensión de los piroclastos según su cercanía a los puntos eruptivos, del grosor de sus granos y de la fuerza, dirección e intensidad de los vientos reinantes durante la erupción, quedan perfectamente recogidas, además, en el mapa inserto en el Manus-

crito de Simancas. En éste se hace una diferencia entre los lugares “perdidos con las arenas” —Chupadero, Jerias, Conil, Masdache, Calderetas, San Bartolomé, Mosaga, Lomo de Andrés y Tao— y aquéllos menos “habitados por arenas” —Uga, Guide, Montaña Blanca, Argana, Sonsama, Tese-guite, Villa, Taiga, Mojón, Vegueta, Tiago y Mala—. El Obispo Dávila, en 1733, señala que las arenas volcánicas llegaron incluso hasta Haría:

Haría.

En este lugar, que es el que hasta ahora está libre de volcan...y sus tierras no han recibido daño del volcán, antes si se han mejorado sus campiñas con las arenas.(Obispo Dávila).¹⁸

En cualquier caso, a través de las crónicas puede afirmarse que toda el área oriental de la isla, desde Haría hasta Uga, se vio afectada —con mayor o menor intensidad— por la acumulación de arenas, siendo máximos los daños en los sectores localizados en la dirección de los vientos dominantes, a sotavento y en la proximidad de los centros eruptivos, es decir entre Chupadero y la Montaña de Juan Bello. La escasa frecuencia de los vientos del sur podría explicar también la menor incidencia de las acumulaciones piroclásticas en lugares ubicados al norte del sistema eruptivo de Timanfaya.

Pero, además, existen datos que permiten afirmar que estas arenas se dispersaron, favorecidas evidentemente por los vientos dominantes del NE, hasta alcanzar la vecina isla de Fuerteventura:

¹⁶ Manuscrito de Simancas. Folio 1. Descripción del estado a que tiene reducida el Volcan de la ysia de Lanzarote, con fecha de 29 de diciembre de 1731.

¹⁷ Manuscrito de Simancas. Folio 24. Informe del Regente de la Corona, con fecha 1 de abril de 1731.

¹⁸ Dávila y Cardenas, Pedro Manuel (1737). Constituciones y nuevas adiciones Synodales del Obispado de Las Canarias, Madrid.

...extendiéndose a fuerza del fuego, y ayre hasta quinze leguas dentro de la ysla de Fuerteventura, aunque sin notable perjuizio (Simancas).¹⁹

A pesar de la importancia de estos recubrimientos piroclásticos, está claro que más de un tercio de la superficie ocupada por los materiales generados durante la erupción de 1730 corresponde a sectores tapizados por acumulaciones lávicas. La superficie cubierta por las lavas de la erupción de 1730-1736 se evalúa en $175 + 5 \text{ km}^2$ (Ortiz *et al* 1986). No, existe, por tanto, una proporción semejante entre acumulaciones piroclásticas y acumulaciones lávicas, existiendo un predominio acentuado de estas últimas. Este hecho, unido a los materiales y formas dominantes en el conjunto de Timanfaya, permite deducir que, por lo general, las erupciones presentaron dinamismos situados entre el estromboliano y el hawaiano; es decir, en líneas generales corresponden dinámicamente a un tipo mixto que puede ser clasificado como estrombo-hawaiano o estrombo-efusivo. No obstante, ello no significa que en estos volcanes no se hallan desarrolladas fases de estilos dinámicos distintos, de tendencias hawaianas o vulcanianas más o menos acusadas.

Las fuentes documentales aportan una valiosa información sobre el trazado y la disposición de las coladas. Todas ellas hacen referencia al derrame de las coladas desde el sector central hacia la vertiente occidental, sur y suroccidental de la isla, hasta llegar al mar; salvo a lo largo de las últimas etapas²⁰ durante las cuales las lavas se derramaron primero, en julio de 1734, hacia Arrecife:

¹⁹ Manuscrito de Simancas. Informe del Regente de la Corona, con fecha 1 de abril de 1731.

²⁰ de León Hernández, J. y Perera Betancor. M.A. (1999): Las aldeas y zonas cubiertas por las erupciones volcánicas de 1730 y 1736 en la isla de Lanzarote. La Historia bajo el volcán.

²¹ Manuscrito de Simancas. Fol. 8. Carta de D. Melchor de Arbelos de 8 de noviembre de 1730.

las dos fanegas de tierra...se perdieron con el malpaís del bolcan que las corrió por encima

y luego más tarde, en 1735, hacia Tinajo.

Como ya hemos mencionado con anterioridad, la actividad de tipo explosivo estuvo acompañada habitualmente por emisiones de tipo lávico. Durante las primeras etapas de la erupción, estas coladas presentaron un grado de fluidez elevado que conocería variaciones a lo largo del período activo, tal y como se deduce de la siguiente descripción:

la lava se extendió sobre los lugares hacia el norte, al principio con tanta rapidez como el agua, pero bien pronto su velocidad se aminoró y no corría más que como la miel (Curbelo).

Ahora bien, en la relación anterior no queda constancia de si esos cambios se produjeron temporalmente, a lo largo de un período activo y como resultado de variaciones en la naturaleza del magma, o si lo hicieron espacialmente, como consecuencia de modificaciones en la temperatura y en el contenido en gases de las lavas al alejarse de los puntos de emisión.

En cualquier caso, las coladas conformaron unidades lávicas individualizadas, con la típica disposición estructural de canales centrales y muros laterales de enfriamiento periférico, como parece deducirse de la comparación que se establece entre coladas y los barrancos:

quedando la otra (boca eruptiva) contigua a Mazo en su ser, largando por ella en distintos brazos barrancos de fuego... (Manuscrito de Simancas).²¹

En detalle, las emisiones iniciales debieron adoptar morfologías pahoehoe y “aa”, que permitieron la formación y el transporte sobre las mismas de bloques erráticos, procedentes tanto de la destrucción de algunos dorsos de los edificios volcánicos, como de aglutinados de fragmentos superficiales de las corrientes lávicas. En este sentido, es clarificadora la comparación que se hace en el Manuscrito de Simancas entre estas corrientes y el río Betis.

...y corriendo fuego por distintos brazos tan caudaloso, como si fuera el Betis, aunque con la diferencia de que si en las aguas de este navegan leves maderos, en las llamas que vomita el dragón infernal de fuego, que destruye esta Ysla, corren promontorios graves de peñas encendidas... (Manuscrito de Simancas).²²

No obstante, ya desde las primeras fases, la emisión continuada de materiales fluidos a través de bocas eruptivas muy cercanas entre sí, ocasionó la yuxtaposición y superposición de unidades lávicas diferentes, con la consiguiente formación de planchas lávicas de mayor extensión superficial y de mayor potencia. Por ejemplo, el Cura de Yaiza señala que durante los primeros días de noviembre de 1730, se emitieron coladas que causaron:

...pocos daños porque todos los alrededores estaban ya quemados y arrasados y cubiertos de lava... (Curbelo).

Perfiles geoeléctricos y datos procedentes de sondeos mecánicos existentes en la zona indican valores típicos entre 30 y 50

m, y superiores a los 50 m de potencia en el eje de antiguos valles, siendo los máximos espesores alcanzados de unos 100 metros (Ortiz *et al*, 1986).

Poco más aportan las fuentes documentales sobre los rasgos de las coladas de lava. No obstante, siguiendo algunas descripciones, podemos incluso acercarnos de forma muy aproximada, puesto que desconocemos el punto exacto de emisión de las coladas y su recorrido real, a la velocidad alcanzada por algunas de estas lenguas de lava que puede establecerse en torno a los 93 ó los 98 m/hora.

E.3.- Los fenómenos volcánicos acompañantes (desprendimientos gaseosos y actividad sísmica)

La erupción estuvo precedida y acompañada por fenómenos no estrictamente eruptivos, aunque vinculados y relacionados de modo estrecho con la actividad volcánica.

Carecemos, no obstante, de datos suficientes que permitan establecer con rigor la frecuencia e intensidad de los fenómenos secundarios asociados a esta erupción de mediados del S. XVIII. De este modo, desconocemos si con anterioridad al comienzo de la erupción se produjeron fenómenos que podrían ser considerados como antecedentes de la actividad volcánica.

Por lo que se refiere a la actividad sísmica, recientemente Clar Fernández (1998), señala que entre 1726 y 1730 se produjeron frecuentes temblores de tierra y ruidos subterráneos que ocasionaron el pánico de muchos habitantes del interior de la isla, los cuales huyeron en busca de refugio hacia el Puerto de Arrecife²³. Viera y Clavijo afirma que la erupción comenzó:

²² Manuscrito de Simancas.

²³ Clar Fernández, J.M.(1998): Lanzarote. Apuntes para su historia. Cabildo Insular de Lanzarote y Centro de la Cultura Popular Canaria, p. 218.

*despues de un violentísimo terremoto...*²⁴

Esta afirmación de Viera se complementa con el comentario de Bernardo Collogan Fallow, a fines del S. XVII, en su catálogo de terremotos sobre Canarias:

*En 1º de septiembre de 1730. Se sintieron en esta isla de Tenerife unos temblores efectos de un volcán que reventó en la de Lanzarote.*²⁵

De este modo, el inicio de la erupción estuvo precedido por una crisis sísmica importante. Paralelamente, se desarrollaron en Tenerife pequeños movimientos sísmicos que no guardan relación con este episodio eruptivo.

Las referencias documentales del resto del período activo son más numerosas, aunque carecen también de la precisión suficiente como para poder caracterizarlo con detalle. Los movimientos sísmicos se produjeron durante el primer mes de una forma prácticamente continua, pues en el Manuscrito de Simancas, en la carta del 17 de octubre que el Alcalde Mayor Interino de la isla dirige al Regente se precisa:

...y los continuos temblores que no cesan en toda la Ysla; porque continuadamente está palpitando, a cuiá vista, los habitadores, especialmente el mugeriego se hallan rendidos de temor.

Los temblores de tierra debieron continuar a lo largo de los primeros meses de la erupción, pero de esta etapa solo contamos con un pequeño comentario:

...la gran melancolía que asiste a todos los que sienten tan diarios temblores y pro-

fundos estruendos (Manuscrito de Simancas, carta del 29 de diciembre de 1730).

A comienzos de enero de 1731, se desarrolló una crisis sísmica de cierta intensidad en Gran Canaria, que los documentos asocian con los fenómenos de Lanzarote. La Real Audiencia, en carta de 14 de enero, ante la sucesión y repetición de movimientos sísmicos en la isla de Gran Canaria y la falta de noticias de Lanzarote, muestra su inquietud sobre la situación de esta isla:

...y oiendose en esta Ysla a todas horas y por muchos días aquel estrago... aumentando nuestro desvelo con el continuado estrepito y ruido, que desde el día 6 del corriente hasta el de oy se está oiendo en esta Ysla, afligiendo a sus moradores la contemplación delo que ai se padece, y experimentar el continuo temblor y sentimiento de los edificios... (Manuscrito de Simancas, Carta de 14 de enero de 1731).

Para Lanzarote, existen datos también para el mes de febrero y de diciembre 1731:

...los grandes y continuos temblores de tierra...

El 25 de diciembre de 1731 la isla fue conmovida por temblores de tierra, los más violentos que se habían sentido en los dos años (sic) desastrosos que acababan de pasar (Cura de Yaiza).

De este modo, queda claro que la actividad eruptiva estuvo acompañada por fenómenos sísmicos que afectaron a la totalidad de la isla de Lanzarote. En el mismo

²⁴ Viera y Clavijo, Opus cit. Tomo I, p. 787.

²⁵ Collogan Fallow, D. Manuscrito. Noticia de algunos terremotos que se han experimentado en estas Islas. Archivo de Zárate Cológan. La Orotava. Tenerife. Sección Otros Libros.

período, se produjeron crisis de gran intensidad y frecuencia en las islas de Gran Canaria y Tenerife.

La falta de precisión de las fuentes documentales impide, no obstante, valorar con rigor las posibles variaciones experimentadas en ambos parámetros a lo largo de la erupción. De hecho, sólo la referencia de los movimientos sísmicos del 25 de diciembre de 1731, realizada por el Cura de Yaiza, permite señalar ese período como el de mayor intensidad de los documentados. Aun así, los daños producidos por estos fenómenos fueron moderados pues tal y como señalan

algunos autores (Ortiz, 1999) en la isla se conservan muchos edificios que poseen alta vulnerabilidad sísmica y son anteriores a la erupción (Cuadro IV.4).

Existen también referencias a la emisión de gases nocivos para las primeras fases de la erupción (28 de octubre de 1730):

...el 28 de octubre, la acción volcánica se ejerció de esta manera durante diez días, cuando de un golpe el ganado cayó muerto asfixiado en toda la comarca por un desarrollo de vapores pestilentes que se condensaron y cayeron en forma de gotas... (Cura de Yaiza).

Día	Mes	Año	Lugar	Observaciones	Fuente
		1726-1730?	Lanzarote (sin especificar áreas concretas)	Emigración de la población desde el centro hacia Arrecife	Clar Fernández (1996)
1	Septiembre	1730	Lanzarote y Tenerife	Violento en Lanzarote Varios en Tenerife	Cura de Yaiza B. Cologan
?	Octubre	1730	Lanzarote	Continuos temblores	Manuscrito de Simancas
?	Diciembre	1730	Lanzarote	Diarios temblores y profundos estruendos	Manuscrito de Simancas
6-14	Enero	1731	Lanzarote Gran Canaria	En Gran Canaria: diarios temblores, continuado estrépito y ruidos	Manuscrito de Simancas
19	Febrero	1731	Lanzarote	Grandes y continuos temblores	Manuscrito de Simancas
25	Diciembre	1731	Lanzarote	Violentos temblores (los más violentos sentidos hasta ese momento)	Cura de Yaiza

Cuadro IV.4.- Movimientos sísmicos sentidos según las crónicas documentales en el archipiélago durante la erupción de Timanfaya

Información sobre este suceso queda también recogida en el Manuscrito de Simancas, donde se señala además, el área sujeta a estas emanaciones gaseosas y los efectos causados por las mismas:

Es el caso, que un pueblecito, que llaman La Jeria, dizen y es mui cierto, echa tan mal olfato la tierra en partes, que los animales caen muertos y las aves. Pasando onze reses Bacunas por este lugar, todas onze, dizen caieron muertas. Lo mismo ha sucedido con otras de la misma especie con Jumentos, perros, gatos y gallinas, de que inferen que con las lluvias, vaporizando la tierra, se pueda levantar alguna epidemia (Manuscrito de Simancas, Carta de 30 de noviembre de 1730).

En una carta posterior se añade:

...como ya V.S. lo ha entendido, se murieron repentinamente las reses bacunas, que transitaban por las Jerias y Chupadero, lo que se atribuye al subido olor de azufre que vaporiza la tierra por unos, que llaman Jameos, lo que algunos de esta Junta, y otras muchas personas han cruzado a pie, y a caualllo, sin que se aya sentido el mas leve accidente... (Manuscrito de Simancas, Carta de 29 de diciembre de 1731).

Dada la anterior narración, parece lógico pensar que dichas emisiones gaseosas fueron arrastradas por los vientos y se acumularon en los sectores más bajos del

terreno, afectando sólo a las capas de aire en contacto con el suelo. Ello explicaría el porqué dichas emisiones afectaron sólo a los animales y no a las personas.

1.F.- Los rasgos morfológicos generales

Durante los 2.055 días que duró la erupción de Timanfaya se construyó uno de los sistemas volcánicos recientes más complejos de toda la isla de Lanzarote, e incluso de todo el Archipiélago Canario. Este sistema volcánico está constituido por más de un centenar de bocas eruptivas y más de una veintena de conos volcánicos, de mayor o menor entidad y complejidad interna. Un análisis detallado puede consultarse en la obra de Romero (1991 a y b). Nos limitamos aquí a exponer brevemente los caracteres geomorfológicos más destacados que definen al complejo de Timanfaya.

F.1.- La organización estructural

La disposición espacial de las bocas eruptivas y de los distintos conjuntos volcánicos generados durante esta erupción manifiesta la existencia de una trama estructural de cierta complejidad cuyo diseño sigue, como veremos, las mismas direcciones que han intervenido en la organización de las cadenas volcánicas en las cuales se insertan.

Como corresponde a los conjuntos volcánicos inscritos en la banda estructural central, la dirección dominante de todo el sistema de conos y cráteres de esta erupción dibuja una línea de rumbo ENE-WSW, paralela y en continuidad con otros volcanes de la Serie III. De este modo, a lo largo de una franja de unos 14,5 km de longitud se alinean los conjuntos eruptivos de la Montaña de Juan Perdomo, Caldera Rajada, Montaña Rajada, los cuatro

conos de las Montañas del Fuego o Montañas Quemadas, los cráteres centrales del Macizo del Fuego, las bocas de la Montaña del Señalo y de Pico Partido y, por último, los edificios de Caldera de la Rilla y Caldera Colorada.

En el tramo central de esta larga fractura, los conos y los cráteres configuran edificios volcánicos complejos — el Macizo del Fuego y el conjunto de Pico-Partido/Montaña del Señalo— constituyendo un grupo de construcciones imbricadas y yuxtapuestas que, en su núcleo, siguen la directriz principal de rumbo ENE-WSW, pero que se extienden morfológicamente en torno a pautas secundarias de rumbo NW-SE y N-S y NE-SW. Desde estas aglomeraciones centrales y hacia el WSW, los conos volcánicos se alinean para generar primero —en las cercanías del Macizo del Fuego— una alineación volcánica compacta constituida por los cuatro edificios de Montañas del Fuego, y luego, a partir de Montaña Rajada, los conos pertenecientes a esta erupción —Montaña Rajada, Caldera Rajada y Juan Perdomo— se disponen de forma aislada, aunque se insertan en conjuntos volcánicos lineales previos. Hacia el ENE del núcleo central, la disposición de los edificios volcánicos de Caldera de La Rilla, Caldera de Santa Catalina y Caldera Colorada sigue una articulación semejante a la anterior definiendo también una alineación volcánica abierta, aunque aquí entre los conos de la erupción no existen edificios volcánicos previos.

Hay también algunos volcanes separados del sistema eruptivo principal —como la Montaña de Mazo o la Montaña de las Lapas o del Cuervo—, pero conectados estructuralmente con él a partir de fracturas de rumbos paralelos (Figura IV.23).

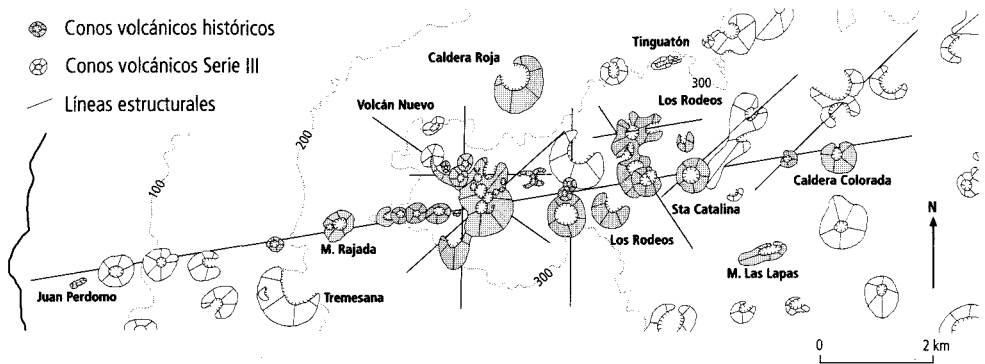


Figura IV. 24.- Esquema estructural de conjunto del sistema eruptivo de Timanfaya

F2.- La morfología de los conjuntos eruptivos

El particular modo de asociación y de agrupamiento de los cráteres y conos que componen el sistema eruptivo de Timanfaya, así como los rasgos que definen a los edificios permiten establecer tres categorías morfológicas diferentes que, de mayor a menor complejidad volcanomorfológica, son: las aglomeraciones, las alineaciones cerradas y las alineaciones abiertas (Figura IV.4).

Las aglomeraciones del Macizo del Fuego y de Pico Partido/Montaña del Señalo configuran el escenario principal y representan los puntos neurálgicos de la erupción de Timanfaya; es decir, los sectores más activos de toda la fractura. Se trata de conjuntos estructurales asociados a los lugares de cruce de las fracturas volcánicas principales y donde éstas se disponen formando una malla relativamente densa. La existencia de un mayor número de fracturas y sus cruces es lo que permite que en estos lugares se concentre la mayor cantidad de focos volcánicos por km² de toda la erupción (Figura IV.24).

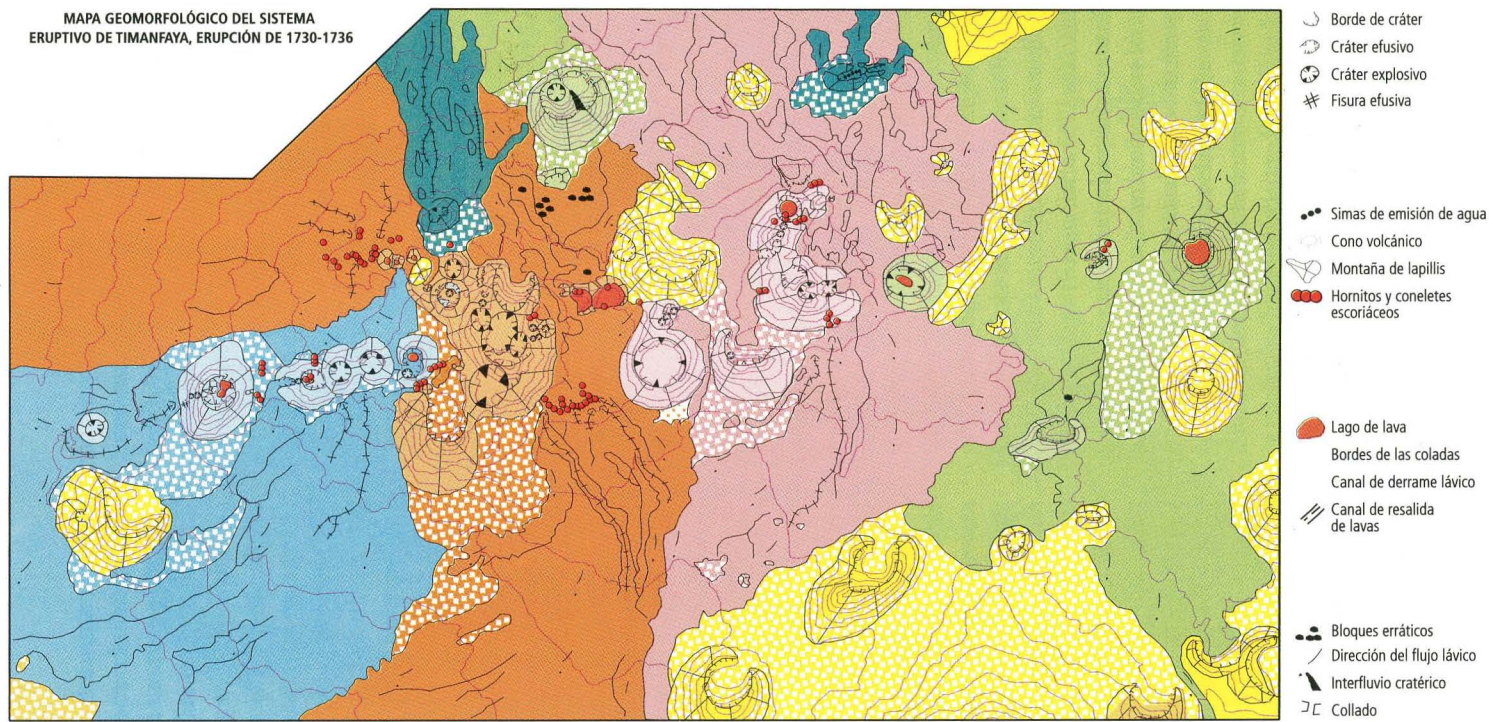
Estas aglomeraciones constituyen conjuntos eruptivos compactos —resultado de la imbricación, superposición y yuxtaposi-

ción de conos y cráteres—, de planta irregular y gran desarrollo en altura. La amalgama de conos y cráteres es tal, que sólo en determinados puntos de dichas construcciones es posible individualizar algunas edificaciones y éstas en ningún caso llegan a disponerse como elementos autónomos. Estos complejos edificios se construyeron a partir de más de una decena de puntos de emisión, con cráteres principales de comportamiento eminentemente explosivo y morfología en embudo, emplazados en el núcleo de la estructura y bocas eruptivas y fisuras de comportamiento mixto o efusivo, localizados en su base y siempre a menores cotas altitudinales que los anteriores.

En la periferia y en los collados intravolcánicos de estos conjuntos volcánicos se emplaza toda una serie de aparatos eruptivos menores, correspondientes a hornitos con raíz, que marcan los puntos efusivos principales de las aglomeraciones. Todas estas construcciones menores se disponen, también, según las mismas pautas estructurales que articulan y organizan los conjuntos volcánicos en los que se inscriben.

A pesar de estos rasgos comunes, las aglomeraciones del Macizo del Fuego y de Pico Partido poseen caracteres diferenciados que resultan de la particular organiza-

MAPA GEOMORFOLÓGICO DEL SISTEMA
ERUPTIVO DE TIMANFAYA, ERUPCIÓN DE 1730-1736



- Borde de cráter
- Cráter efusivo
- Cráter explosivo
- # Fisura efusiva
- Simas de emisión de agua
- Cono volcánico
- Montaña de lapillis
- Hornos y conetes escoriáceos
- Lago de lava
- Bordes de las coladas
- Canal de derrame lávico
- /// Canal de resalida de lavas
- Bloques erráticos
- Dirección del flujo lávico
- Interfluvio cratérico
- Collado

Erupción de 1824

- Aparatos y emisiones lávicas
- Campos de lapillis

Erupción de 1730-1736

Alineaciones volcánicas

- Alineación de Montañas del Fuego
- Emisiones lávicas de Montañas del Fuego
- Campos de lapillis de Montañas del Fuego

Aglomeraciones volcánicas

- Aglomeración del Macizo del Fuego
- Emisiones lávicas del Macizo del Fuego
- Campos de lapillis del Macizo del Fuego
- Aglomeración de Pico Partido
- Emisiones lávicas de Pico Partido
- Campos de lapillis de Pico Partido

Aparatos volcánicos periféricos

- Edificios volcánicos
- Emisiones lávicas
- Campos de lapillis

Materiales de proyección aérea

- Acumulaciones piroclásticas indiferenciadas de la erupción de 1730-36

Erupciones Pleistocenas

- Aparatos y productos lávicos



Fig. IV.25. Mapa morfológico de Timanfaya

ción estructural de los distintos elementos que las configuran. Así, mientras el Macizo del Fuego constituye una edificación compacta, con cráteres y conos arracimados en torno a un punto central, el conjunto de Pico Partido/Montaña del Señalo posee una disposición estructural y una morfología en arco de menor complejidad, pues se articula, en realidad, en torno a dos edificios yuxtapuestos y parcialmente imbricados que no llegan a conformar una aglomeración tan neta y compacta como la del Macizo del Fuego.

Las alineaciones volcánicas originadas durante la erupción del S. XVIII corresponden a estructuras volcánicas formadas a partir de la agrupación de varios edificios en torno a fracturas de marcado carácter lineal, por lo que los conos configuran rosarios eruptivos más o menos continuos. En Timanfaya, los distintos elementos que componen este tipo de asociación volcánica se disponen tanto de manera aislada entre sí —con vanos eruptivos separando los conos—, como constituyendo agrupaciones más compactas, en las que los volcanes se adosan, imbrican y yuxtaponen hasta generar formaciones continuas —sin vanos eruptivos de separación entre los distintos conos que las configuran—.

La organización espacial de todos los conjuntos eruptivos del sistema volcánico expresa claramente parte de la historia eruptiva de Timanfaya, evidenciando los lugares de máxima actividad. La mayor importancia de las aglomeraciones del Macizo del Fuego y de Pico Partido/Montaña del Señalo, tanto desde un punto de vista topográfico, como estructural, dinámico y morfológico permite considerarlas como los auténticos núcleos de la erupción de Timanfaya. Su especial significado queda reflejado,

además, en la pervivencia en estos lugares de anomalías térmicas superficiales, donde se alcanzan temperaturas de unos 250°C en superficie y en torno a los 600°C en profundidad. A partir de ellas, los conjuntos volcánicos se disponen siguiendo una geometría precisa que marca áreas con potencialidades eruptivas diferenciadas. Hacia los extremos de la fractura principal, es decir al ENE y WSW respectivamente, los conos volcánicos se distancian unos de otros formando alineaciones abiertas —Montaña Rajada/ Juan Perdomo, al WSW, Caldera de la Rilla-Caldera Colorada, al ENE—. Con un menor número de focos eruptivos por km², estas alineaciones discontinuas señalan los sectores de menor actividad volcánica de la erupción. Entre estos sectores y la aglomeración del Macizo del Fuego, la alineación continua de las Montañas Quemadas marca los tramos de la fractura donde la eruptividad presentó grados intermedios.

IV.2.- La triple manifestación eruptiva de 1824

En el primer cuarto del S. XIX, la isla de Lanzarote volvió a ser el escenario de una erupción volcánica. Este nuevo paroxismo volcánico comenzó el 31 de julio de 1824 y, tras 87 días de actividad discontinua, terminó el 24 de octubre del mismo año, habiendo dado lugar a la formación de los conjuntos eruptivos del Volcán de Tao o del Clérigo Duarte (31 de julio), del Volcán Nuevo del Fuego o Montaña del Chinero (29 de septiembre) y del Volcán de Tinguatón (16 de octubre), todos ellos de dimensiones muy modestas. El hecho más significativo de todo el período eruptivo, y el que contribuye a dotar a esta erupción de un especial significado, es la emisión de aguas salobres por los conductos eruptivos durante las fases activas.

Esta nueva manifestación volcánica, de mucha menor entidad que la de Timanfaya, es también peor conocida por el público, aunque cuenta con un magnífico registro documental. Dejando a un lado las referencias en textos históricos como las de D. Francisco M. de León (1966) y D. Agustín Álvarez Rixo (1982), la documentación más detallada referida a esta erupción corresponde a cartas escritas desde Lanzarote por personas que están viviendo directamente los sucesos²⁶. Sin embargo, el texto más importante y completo de todos es el diario efectuado por el entonces Alcalde Mayor de la isla, D. Ginés de Castro y Álvarez, y publicado en la prensa de Gran Canaria²⁷, en el que se recogen día a día, y con todo detalle, los fenómenos más importantes sucedidos en Lanzarote desde el día 29 de julio al 31 de octubre de 1824²⁸.

La precisión y detalle de todos estos textos nos permiten obtener una idea bastante aproximada y completa de los fenómenos eruptivos sucedidos. Todos los procesos volcánicos se encuentran descritos y documentados con detalle, de modo que no existen lagunas informativas importantes y se conoce con bastante precisión la historia eruptiva de cada uno de los conjuntos volcánicos, así como las medidas adoptadas por las autoridades civiles y militares, y las pérdidas directas ocasionadas por los terremotos acompañantes, la emisión de coladas de lava y las lluvias de cenizas.

²⁶ La mayor parte de esta documentación se encuentra en el Archivo de El Museo Canario de Las Palmas de Gran Canaria. La correspondencia mantenida entre el Comandante de Artillería, D. Juan Molina y Tirrey con personas residentes en Lanzarote, fue recopilada en un expediente por D. Antonio Pereira Pacheco y Ruiz, en el cual se incluye también los análisis químicos de las aguas emitidas por el Volcán de Tao. En este mismo archivo existen además cartas enviadas desde Lanzarote, por D. Mateo Arbelos y D. José Cabrera Carreño, a destinatarios desconocidos.

²⁷ De esta descripción existen al menos cuatro copias, muy similares entre sí. La más completa de todas ellas es: *Los volcanes de Canarias. Año 1824*. Diario que llevó a cabo el Capitán D. Ginés de Castro y Álvarez, Alcalde ordinario que fue de esta Isla en el citado año, de los volcanes acaecidos en 31 de julio, 29 de septiembre y 16 de octubre, con una noticia final de los terrenos que inundaron estos volcanes y los nombres de sus poseedores. El Defensor de Canarias. Las Palmas de Gran Canaria. Año XV. Días 11 al 18 de enero de 1933.

²⁸ Los textos más importantes referidos a esta erupción están recopilados en: -Romero Ruiz, C (1997): *Crónicas documentales sobre las Erupciones de Lanzarote*. Fundación César Manrique. Madrid, p.167.

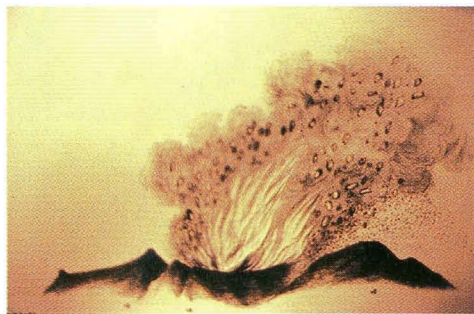


Figura IV.26.- Grabado del Volcán Nuevo del Fuego en erupción (29 de septiembre de 1824)

Como corresponde a un episodio eruptivo desarrollado en el último período documental, durante esta erupción los relatos dejan de tener, en algunas ocasiones, un carácter meramente descriptivo para convertirse en estudios científicos, con recolección y análisis de muestras. Este carácter se pone de manifiesto en el análisis químico de las aguas emitidas por el Volcán de Tao efectuado por el Sr. Moratín. La menor magnitud de esta erupción de principios del S. XIX se pone de manifiesto en su escaso impacto social, político y económico. Tampoco se tiene constancia de la existencia de víctimas durante esta erupción.

2.A.- Las secuencias eruptivas

Unos once años antes del comienzo de la erupción empezaron a sentirse en la isla pequeños movimientos sísmicos que fueron incrementando poco a poco su intensidad y frecuencia, estando acompañados durante los últimos días del mes de julio de

1824 por ruidos subterráneos, apertura de grietas en superficie y emisiones gaseosas.

La erupción comenzó el 31 de julio a las 7 a.m. con la apertura de una fisura, al norte del conjunto de Mtña. Tamia, muy próxima a los pueblos de Tao y Tiagua, y en terrenos de la capellanía del Presbítero don Luis Duarte. Por ello suele denominarse a este primer conjunto volcánico con el nombre de Erupción de Tao o Erupción del Clérigo Duarte.

A lo largo del primer día, la actividad volcánica presentó un comportamiento homogéneo, tanto explosivo como efusivo, y de marcados rasgos estrombolianos. La salida de materiales fluidos se produjo casi al unísono de la apertura de la grieta eruptiva y estuvo acompañada por la emisión de materiales piroclásticos, dando lugar a la edificación de varios conos de reducido tamaño. Al comienzo de la noche del 31 de julio se constataron fases de menor violencia y un progresivo pero rápido descenso de la actividad, de tal manera que a las 2 a.m. del día 1 de agosto, ésta había cesado completamente.

Tras estas fases estrombolianas, se constata la existencia de crisis sísmicas, variando totalmente el dinamismo de la erupción. Desde el día 1 hasta el 18 de agosto la actividad se redujo a la emisión de columnas de humo, más o menos espesas, con salida ocasional de algunos productos de proyección aérea. Desde el día 19 hasta el 21, la emisión de estas columnas conoció un ligero y progresivo incremento, caracterizándose por la proyección de materiales finos húmedos. Ese mismo día, por la tarde, se abrieron nuevas fisuras, acompañadas de ruidos subterráneos. El 22 de agosto comenzó la emisión tranquila de aguas salobres, que manaron como si de una fuente se tratara

a través de los cráteres formados durante la etapa estromboliana y a partir de nuevas fisuras recién formadas. Las emisiones acuosas estaban acompañadas por la formación de gruesas columnas de coloración blanca, vapor de agua y materiales fragmentados. Este tipo de comportamiento eruptivo se mantuvo hasta el día 25, en que, tras la aparición de nuevas fisuras, cesó de forma brusca. A partir de ese día, los fenómenos eruptivos presentaron caracteres similares a los producidos del 1 al 18 de agosto, pero con un descenso aún más palpable, siendo la cantidad de gases y vapor de agua muy escasa. El 14 de septiembre se vuelve a constatar una nueva fase de carácter hidromagmático pero de mucha menos importancia. Esta nueva reactivación estuvo acompañada por la aparición de fisuras y una corta crisis sísmica producida el día 15. Desde ese momento hasta el día 25 de septiembre, la disminución de la columna fue tan importante que ésta apenas afectaba al cráter. Este mismo día se volvió a producir un ligero aumento en la salida de gases y humos; aumento que fue progresivo hasta las 12 p.m. del día 29 de septiembre de 1824, en el que se produjo la apertura de una nueva fractura volcánica y el comienzo de la segunda erupción.

Este nuevo paroxismo volcánico tuvo lugar a unos 13 km del conjunto Clérigo Duarte, siguiendo la misma directriz tectónica que éste, hacia el SW, localizándose en medio de unos islotes dejados por la erupción de 1730-1736, situados al noroeste y en las proximidades del sistema eruptivo central de Timanfaya, de ahí su nombre de "Volcán Nuevo del Fuego".

Aunque las referencias documentales sobre este nuevo episodio son mucho

menos detalladas, durante el mismo se edificó el aparato volcánico de mayor volumen y superficie cubierta de esta triple erupción.

Tanto las coladas como los materiales piroclásticos emitidos superaron desde los primeros momentos a los arrojados por el conjunto del Clérigo Duarte. Los flujos lávicos se dividieron en las primeras horas en tres ramales distintos, derramándose hacia el NW y corriendo sobre la superficie de los malpaíses de la erupción de 1730. El día 3 de octubre llegaron a la costa y se introdujeron en el mar en el sector llamado entonces "Playa del Islote" y que hoy se conoce con el topónimo de Playa de Las Malvas. La intensidad eruptiva fue creciente hasta el día 4 en que se produjo, por la noche y de forma brusca, el cese de la actividad volcánica. No obstante, algunas descripciones señalan el 5 de octubre como la fecha final del proceso eruptivo.

La erupción del Volcán Nuevo del Fuego aparece separada de la siguiente etapa eruptiva por un período caracterizado por la profusión de ruidos subterráneos y temblores de tierra, crecientes en intensidad y frecuencia a medida que nos aproximamos al momento de apertura de la nueva grieta eruptiva. El comportamiento eruptivo de este volcán presenta una variación esencial con respecto al de Tao pues estuvo caracterizado por presentar fases exclusivamente magmáticas de marcados rasgos estrombolianos.

El día 16 de octubre, tras una breve reactivación fumaroliana de los dos conjuntos eruptivos anteriores y de ruidos subterráneos en el Volcán Nuevo del Fuego, comenzó la tercera y última fase eruptiva de este triple paroxismo. El Volcán de Tinguatón, denominado así por su proximidad a la aldea con el mismo nombre, entró en erupción el día 16 de octubre a las 6:15

p.m., localizándose en una fisura eruptiva de la misma dirección que los anteriores. Este nuevo aparato volcánico se sitúa a una distancia de unos 4 km del Volcán Nuevo del Fuego y a 9 km del de Tao, en un vano eruptivo ocupado por las lavas del S. XVIII.

El comienzo de la erupción estuvo marcado por una fase de comportamiento exclusivamente explosivo. No obstante, el derrame de los materiales fluidos se produjo una hora después de abierta la fisura, formándose tres ramales lávicos individualizados: dos localizados en los extremos, nororiental y suroccidental, de la fractura y, por último, el más importante de los tres que se emitió desde su tramo central. Tanto las manifestaciones explosivas como las efusivas cesaron de forma más o menos brusca en las primeras horas del día 17 de octubre, aunque ello no supuso más que un breve lapso de reposo de la actividad volcánica, pues una hora más tarde se produjo la formación de una densa columna de humo que presagió el cambio de comportamiento de la siguiente etapa eruptiva. Inmediatamente se volvió a producir una breve interrupción de la actividad, hasta las 4:30 p.m. del mismo día 17 en que comenzó la emisión de agua. En el Volcán de Tinguatón, sin embargo, la emisión de agua no se produjo con la misma tranquilidad con que se había efectuado en el del Clérigo Duarte. Las emisiones de agua surgían de los conductos eruptivos en forma de potentes chorros, de gran potencia y desarrollo vertical, presentando una actividad muy similar a la de los géiseres. Este tipo de comportamiento eruptivo se prolongó durante casi una semana, interrumpiéndose el día 23, para reactivarse unas horas más tarde y cesar completamente el día 24.

El período de tiempo durante el cual se produjeron hechos de índole estrictamente

eruptiva abarca unos tres meses, a lo largo de los cuales la actividad volcánica se manifestó de forma discontinua, tanto en el espacio como en el tiempo. Ello permite la diferenciación de los tres conjuntos eruptivos señalados, dos de los cuales presentan una fenomenología eruptiva compleja y peculiar asociada, como ya hemos mencionado, a la existencia de fases hidromagmáticas de baja explosividad.

La complejidad de la historia eruptiva y la gran variedad de situaciones dinámicas determinan que esta erupción de 1824, a pesar de su escasa envergadura e importancia relativa con respecto al resto de las manifestaciones históricas del archipiélago, posea uno de los períodos activos más singulares de esta etapa. A esta singularidad dinámica le corresponde también, como veremos posteriormente, una disposición estructural y morfológica particular.

2.B.- Los rasgos morfoestructurales

Los conjuntos eruptivos de la erupción de 1824 se hallan emplazados a lo largo de una línea de unos 13 km de longitud de dirección ENE-WSW, de disposición paralela, aunque algo más al norte, que la que articula los edificios volcánicos principales de la erupción de Timanfaya. Los volcanes de Tao, Nuevo del Fuego y Tinguatón se adaptan a la misma red de fracturas que ha intervenido en la organización del resto de los conjuntos eruptivos históricos y que había ya sido utilizada con anterioridad por algunos aparatos volcánicos de la Serie III, y siguen, por tanto, la trama estructural que define a la banda central de este sector de la isla.

Los edificios volcánicos de esta erupción participan de muchos de los caracteres morfológicos descritos para la de Timanfaya y, de modo general, para los conjuntos volcá-

nicos de dinámica estromboliana del área central de la isla. No obstante, como ya apuntamos al estudiar los aparatos volcánicos mágmáticos con fases hidromagmáticas, los conos de Tao y, sobre todo, de Tinguatón han presentado fases eruptivas caracterizadas por la emisión de agua salobre y a altas temperaturas por los conductos eruptivos, que son la causa de la presencia de rasgos morfológicos particulares.

En el Volcán de Tao, los rasgos morfológicos asociados a la emisión de agua, presentes sólo en un tramo de la fractura eruptiva, son escasos y apenas introducen modificaciones a la estructura general y a las formas volcánicas magmáticas, reduciéndose a la presencia en algunos focos eruptivos de acúmulos de materiales de tonos rojizos. No obstante, conviene tener presente que las formas volcánicas de este conjunto eruptivo se encuentran profundamente remodeladas por la instalación de viviendas familiares y por el viario de acceso a ellas. El Volcán de Tao constituye, por tanto, un conjunto eruptivo que debe sus rasgos morfológicos principales a un comportamiento eruptivo de tipo estromboliano, transformado en algunos puntos por las fases de actividad hidrotermal.

Las formas asociadas a la actividad hidromagmática son mucho más evidentes en el Volcán de Tinguatón. En el tramo suroccidental de la fractura eruptiva existe una amplia depresión cratérica en cuyo fondo se abre una serie de simas muy profundas y de disposición lineal. Este amplio cráter se encuentra alargado en sentido ENE-WSW, presentando una longitud de unos 300 m y paredes internas diferenciadas. La occidental, de menor envergadura, está constituida por un pequeño escarpe vertical conformado por jirones, plastrones y escorias soldadas; bajo el escarpe tenemos

un pequeño talud constituido por materiales muy finos, salpicado de bombas y escorias, que enlaza suavemente con el fondo del cráter. La pared posee dos portillos que rompen su continuidad, el localizado en el flanco NNW es un canal que primero llevó a cabo el desagüe de las masas de lava y luego del agua emitida por las simas. El otro portillo se localiza en el extremo suroccidental del edificio y se elaboró como consecuencia del desbordamiento de flujos de lava, durante las etapas de comportamiento magmático.

La pared oriental es de rasgos más homogéneos, de mayor continuidad y desarrollo en altura. Sus labios festoneados dibujan dos lóbulos amplios que corresponden a la existencia de distintos puntos de emisión durante la etapa magmática de construcción del cono. El fondo de la depresión cratérica muestra dos niveles diferentes que son consecuencia de la concentración de la actividad durante la última fase de comportamiento magmático en el interior de una charca en ebullición y por la erosión ejercida por las aguas emitidas durante la etapa hidrotermal.

En el fondo de la depresión polilobulada se desarrollan las formas hidromagmáticas

Constituyen pozos estrechos y muy profundos, que se alinean siguiendo la misma orientación de este tramo de la fractura, y que corresponden a los conductos de emisión de agua en forma de surtidor. Desde el WSW al ENE encontramos un total de seis aberturas, de las cuales, cuatro se inscriben en el lóbulo suroccidental y dos en el nororiental, estas últimas de menor envergadura. El origen se asocia al tipo de actividad hidromagmática que caracterizó las últimas etapas de la erupción.

Frente a la complejidad interna, el aparato es homogéneo en su exterior. Tanto la vertiente oriental como la occidental tienen una morfología alomada; en el dorso oeste se observan huellas relacionadas con la fase hidromagmática de la erupción, correspondientes a surcos de disposición paralela fruto de la erosión producida por las aguas emitidas durante el paroxismo volcánico.

El Volcán de Tinguatón constituye uno de los conjuntos eruptivos de mayor y más variada gama de formas volcánicas. Esta riqueza resulta de un sistema estructural relativamente complejo y, sobre todo, de una historia eruptiva de dinámica muy heterogénea.

CAPÍTULO V

Las principales unidades morfoestructurales

I. Introducción

Las morfoestructuras constituyen unidades territoriales más o menos homogéneas en las que las formas de relieve son resultado del control impuesto por la estructura y donde, por tanto, los factores de índole estructural, como son la naturaleza, el tipo, el emplazamiento y la disposición de los materiales que las configuran son predominantes.

Hay morfoestructuras simples, como los conjuntos volcánicos que se generan a partir de conos y sus derrames lávicos asociados, construidos por episodios eruptivos individualizados, y morfoestructuras de mayor rango jerárquico, que se arman y articulan a partir de la combinación de formas simples variadas y que se elaboran durante períodos de tiempo dilatados. La mayor complejidad interna y envergadura de estas últimas son consecuencia de la amplitud de sus períodos constructivos y de la superposición e imbricación tanto de fases constructivas como erosivas.

La isla de Lanzarote se organiza a partir de la asociación de varias morfoestructuras complejas de carácter volcánico cuya articulación obedece, como hemos visto, a la sucesión de dos ciclos volcánicos, uno de edad Mio-Plioceno (Serie I) y otro Plio-Pleistoceno (Series II, III, y IV). Durante el primer ciclo se construyeron los grandes edificios basálticos de Los Ajaches, Famara y Tías, hoy muy desmantelados por la erosión,

donde las formas predominantes son las de modelado. Con posterioridad, durante el segundo ciclo se formó una estructura caracterizada por su configuración a partir de alineaciones volcánicas cuaternarias, donde las formas erosivas, aunque presentes, no constituyen lo esencial del paisaje.

Aunque la Serie I corresponde geológicamente a una formación volcánica única, geomorfológicamente está configurada por varias construcciones volcánicas desconectadas espacialmente, con edades y evoluciones diferenciadas, y cuyas formas de relieve, si bien son similares, poseen rasgos morfológicos específicos. Por el contrario, pese a que las Series pertenecientes al ciclo Plio-Pleistoceno son varias (II, III, IV e históricas), durante las mismas se construyó una única estructura volcánica caracterizada por la yuxtaposición e imbricación de cadenas volcánicas, de mucha menor envergadura en comparación con la magnitud de los edificios miocenos.

II. Los macizos antiguos

Si bien los macizos antiguos de la isla constituyen edificios de gran entidad y continuidad geomorfológica, construidos a partir de emisiones de similares condiciones volcanológicas —eruptivas y petrológicas— y articulados en torno a sistemas de fisuración semejantes —de dirección NE-SW y de marcado carácter rectilíneo—, las diferencias espacio-temporales de su edifi-

cación, con etapas eruptivas de muy diversa edad y caracteres, así como el acomodo de los procesos de desmantelamiento a los rasgos de la estructura y la sucesión de diversas crisis morfoclimáticas han determinado la existencia de contrastes espaciales marcados que permiten la individualización en el interior de cada macizo de unidades geomorfológicas diferentes.

Tanto un macizo como el otro pueden ser considerados en la actualidad como los restos de antiguas estructuras volcánicas profundamente remodeladas por la erosión, de las cuales sólo se conserva hoy en día parte de uno de sus flancos. En cada uno de estos macizos es posible distinguir dos grandes unidades morfológicas: una correspondiente a parte de los dorsos y otra constituida por los frentes retrocedidos de los antiguos edificios y más o menos remodelados durante el segundo ciclo volcánico. No obstante, factores de orden estructural, morfoclimático, hidrográfico, e incluso el diferente grado de interferencia entre los procesos de desmantelamiento y los volcánicos, permiten contraponer dentro de las dos unidades morfológicas principales de ambos macizos varias subunidades.

Con el fin de no insistir en ideas ya expresadas en anteriores epígrafes nos limitaremos a comentar, de modo breve, los rasgos más destacados de cada una de las unidades morfológicas que pueden establecerse en el interior de los macizos.

II.1.- El Macizo de Famara

El importante retroceso del macizo volcánico original en su vertiente occidental ha determinado que lo fundamental del macizo corresponda, en realidad, a uno solo de los flancos iniciales del mismo. En Famara, los sectores conservados de la antigua estructura representan aproximada-

mente la mitad oriental del conjunto volcánico original. La construcción del Macizo durante dos ciclos eruptivos diferenciados, uno Mio-plioceno y otro Cuaternario, separados por un largo período de calma eruptiva durante el cual actuaron los distintos procesos erosivos, permite la diferenciación, dentro de las dos grandes unidades morfológicas, de al menos seis subunidades diferentes, de muy distintas magnitudes espaciales.

1.A.- Los frentes retrocedidos del antiguo edificio. El Risco de Famara

Constituye un espectacular escarpe de unos 22 km de desarrollo longitudinal, de dirección NE-SW, que recorre toda la costa occidental del macizo y que se mete en cuña, alejado ya del litoral actual, en el sector centro-septentrional de la isla.

En el Risco de Famara pueden distinguirse dos unidades morfológicas diferentes: por un lado el tramo central, comprendido entre la Punta del Lomo Blanco y el sector de Los Mariscales, y, por otro, los tramos desarrollados al norte, entre las puntas de Fariones y Lomo Blanco, y entre Los Mariscales y el Morro del Hueso, al sur.

A.1.- El megacantilado activo del tramo central

Corresponde al único tramo de la pared donde ésta constituye aún un escarpe marino funcional. El acantilado se caracteriza por su elevada verticalidad, con paredes que caen directamente al mar desde una altura de entre 400 y 500 m. Se trata del único sector de todo el macizo donde es visible su estructura interna completa y donde es posible observar, por tanto, las distintas secuencias de su formación. Está constituido por una alternancia de capas

lávicas y mantos de piroclastos, con frecuentes conos volcánicos y paleosuelos interestratificados, localizados a distintos niveles. El perfil de esta parte del cantil se caracteriza por presentar una estructura más o menos escalonada que está en relación con una erosión que ha actuado diferencialmente en función de las variaciones de litología, potencia y diaclasado de las distintas capas que lo conforman. Hacia la parte alta muestra un trazado festoneado que resulta de la instalación sobre el acantilado de pequeños torrentes de perfil longitudinal acusado y de disposición perpendicular al eskarpe, que han terminado por labrar cuencas de recepción de pequeño tamaño.

No obstante, a su pie se desarrollan localmente formaciones poligénicas de carácter detrítico que arrancan desde una altura de 300 metros y que parecen corresponder a antiguos abanicos torrenciales, hoy profundamente incididos y acantilados. Es probable, por tanto, que estas formas sean testigos de un proceso general al Risco de Famara y que la funcionalidad actual del acantilado en este tramo sea resultado del desmantelamiento de formaciones detríticas similares, aunque menos potentes y de la plataforma de abrasión sobre la que se apoyan.

A.2.- Los acantilados inactivos de los sectores septentrional y meridional

Aunque con prolongación espacial con el área anterior, la morfología de El Risco cambia radicalmente hacia el norte y hacia el sur, presentando mayor uniformidad como consecuencia del desarrollo a su pie de formaciones detríticas de gran continuidad lateral. Constituyen, por tanto, sectores donde el acantilado se ha vuelto inactivo, caracterizados por poseer un cejo

rocoso superior y por acumulaciones detríticas que suavizan las partes medias y bajas de la vertiente.

Tanto el tramo norteño, ubicado entre Punta de Fariones y Lomo Blanco, como el desarrollado entre Los Mariscales y el Rincón del Castillejo, muestran rasgos morfológicos análogos. Constituyen sectores donde el eskarpe ha quedado reducido a su cejo superior por el desarrollo de potentes formaciones policrónicas de carácter fundamentalmente torrencial, que transitan en su base hacia mantos tipo glacis que conectan con la costa actual, donde se desarrollan playas de arenas organógenas. Sólo puntualmente, en el sector septentrional se desarrollan pequeñas plataformas lávicas costeras, generadas por la llegada al mar de coladas pertenecientes a las alineaciones volcánicas de La Corona-Los Helechos (Serie IV), desarrolladas en el dorso. Se trata por tanto de una subunidad discontinua en el espacio.

Aunque el extremo más suroccidental, comprendido entre el Rincón del Castillejo y el Morro del Hueso, posee grandes similitudes con los tramos anteriores, presenta algunos rasgos que permiten diferenciarlo a una escala de mayor detalle como un tramo con personalidad propia. Genéticamente, constituye un paleoacantilado tallado también sobre la serie tabular antigua, pero cuya inactividad no sólo obedece al desarrollo en su base de formaciones detríticas sino también a la existencia de una amplia plataforma lávica de edad pleistocena, que ocasionó el avance de la línea costera, con el consiguiente retranqueamiento del eskarpe. Las diferencias con el resto de esta subunidad son evidentes. Por un lado, el eskarpe no posee aquí ni la verticalidad ni la altura de los tramos anteriores, presentando un perfil que va

perdiendo altura y pendiente progresivamente hacia el sur, como resultado de la presencia de dos niveles diferenciados de depósitos detríticos. Pero, además, constituye el único sector de la pared donde se labran cuencas de drenaje de cierta entidad, lo que determina que el escarpe muestre un trazado festoneado, con entrantes acusados, que se relacionan con la presencia de los barrancos de la Poceta, de Mara-

majo y de La Horca; y salientes, que corresponden a los interfluvios de separación de dichas cuencas. Todos estos caracteres están impuestos directamente por la estructura sobre la que se ha tallado el escarpe, correspondiente en este sector a la Secuencia Inferior e Intermedia y sin la presencia de las coladas masivas y potentes que caracterizan a la Secuencia Superior en las áreas más septentrionales.

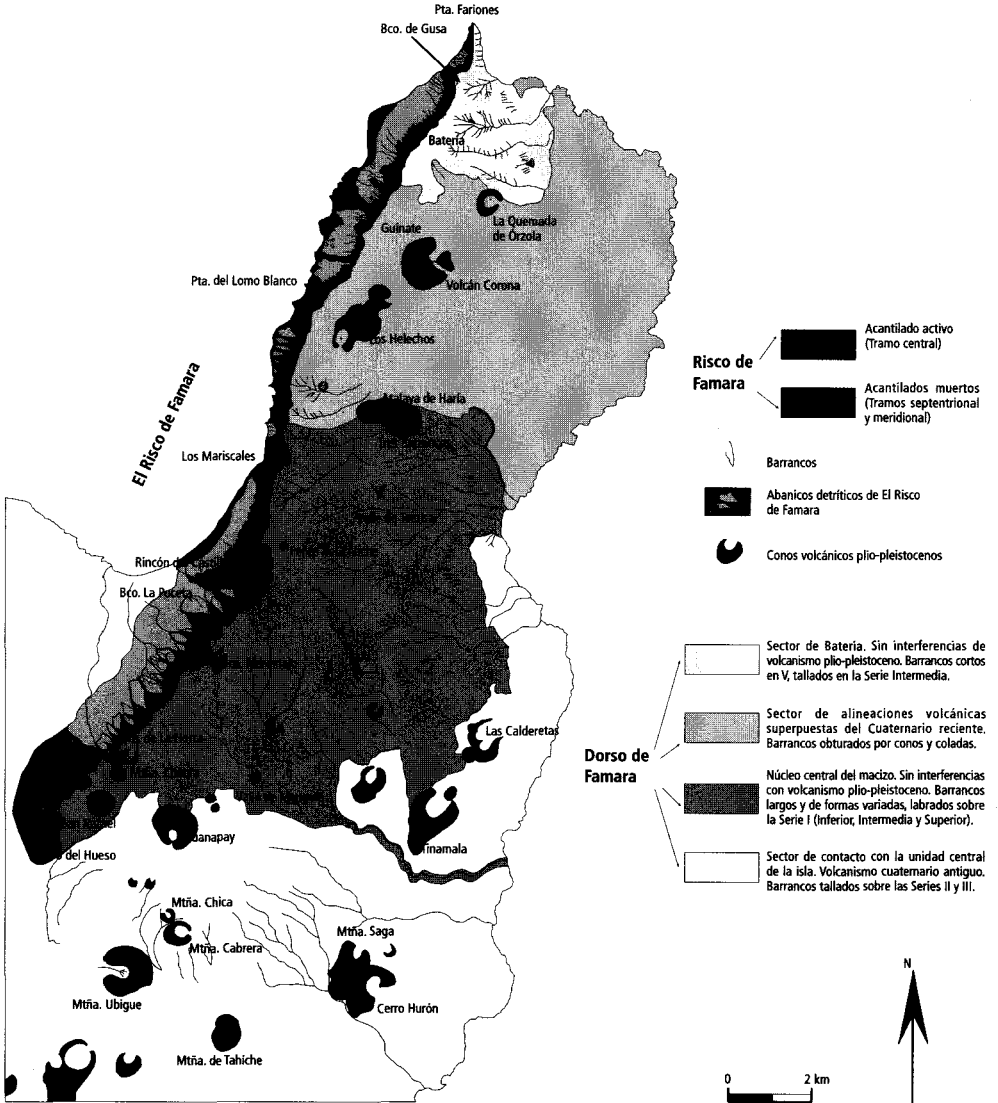


Figura V.1.- Unidades morfológicas del Macizo de Famara

1.B.- El dorso del macizo

Constituye el flanco conservado de una antigua estructura y se caracteriza por el predominio de formas erosivas —debido a la antigüedad de los afloramientos y al largo período de calma existente entre la Serie I y las II, III y IV—. No obstante, las importantes remodelaciones efectuadas por el volcanismo Clio-Cuaternario se traducen en la existencia de ámbitos con diferente importancia de las formas de erosión y de construcción. Por tanto, el rasgo morfológico fundamental de esta unidad es la superposición, yuxtaposición e imbricación de formas volcánicas directas y de erosión. Las diferentes relaciones espaciales que existen entre estos dos tipos de formas permiten reconocer dos unidades principales.

B.1.- Sectores con escasa interferencia del volcanismo del segundo ciclo

1.1.- Sector de niveles de incisión más antiguos de Batería

Corresponde al sector desarrollado en el extremo norte de Famara que se articula en torno al pico culminante de Batería (481 m). Se trata de un espacio no afectado directamente por la actividad volcánica reciente, por lo que en él son predominantes las formas de modelado. Destacan los barrancos cortos de perfiles longitudinales acusados y perfiles transversales en V, desarrollados fundamentalmente sobre la Serie I Intermedia y los sectores de acantilados, tanto funcionales como inactivos, que bordean todo el conjunto.

Aunque con escasa entidad espacial, constituye el único sector de todo el macizo donde es posible observar restos de una antigua red de drenaje —Bco. de Gusa—, de trazado y caracteres marcadamente diferentes a los actuales. Su relación con el acantilado

de el Risco de Famara, en el que queda colgado a 300 m de altitud, y su trazado SSE-NNW subparalelo al escarpe, ponen de manifiesto su carácter de testigo de la existencia de una red de drenaje elaborada con anterioridad a la formación de el Risco de Famara, hoy desaparecida. Por otro lado, teniendo en cuenta que los extremos de las estructuras volcánicas poligénicas de carácter rectilíneo suelen caracterizarse por la disposición en abanico de la red de drenaje, el trazado del Barranco de Gusa, inadecuado a la topografía actual, indica su ubicación en el sector periférico septentrional de lo que fue el edificio original.

1.2.- La banda central del macizo con valles amplios y profundos de Las Peñas del Chache

Se trata de una unidad que se articula en torno a Las Peñas del Chache, y donde la escasa interferencia con los procesos volcánicos pliocuaternarios imprime al relieve un aspecto abrupto y compartimentado. En este tramo se encuentran los valles de mayor superficie —en torno a 6 km²—, longitud —próximos a los 5 km— y grado de encajamiento de todo el macizo, con una disposición del sistema de drenaje en abanico respecto a las Peñas del Chache. De morfología variada, los valles muestran rasgos diferenciados según su acomodo a la disposición estructural de las distintas secuencias de construcción de Famara. De este modo, los barrancos labrados sobre la Serie I Inferior corresponden a valles de gran desarrollo longitudinal y transversal, con fondos planos tipo rambla desde prácticamente la cabecera y pendientes medias de los cauces muy poco acusadas —<10°—; las cabeceras muestran rasgos polilobulados y constituyen los sectores donde se alcanzan los mayores gradientes altitudinales, al exca-

vase sobre los afloramientos que configuran la Serie I Inferior/Intermedia. Se trata de los únicos valles del macizo que alojan en su interior las dos generaciones de abanicos detríticos.

Los barrancos labrados sobre la Serie I Intermedia/Superior muestran rasgos morfológicos que difieren de los anteriores, con superficies, anchuras, niveles de encajamiento y acumulaciones aluviales y coluviales inferiores. Muestran cabeceras simples, cauces principales en forma de cañones con frecuentes rupturas de pendiente y sobre los que quedan colgados la mayor parte de los tributarios, con escasos valles laterales y vertientes poco desarrolladas.

Tanto hacia el norte como hacia el sur, en los sectores de contacto con los materiales volcánicos plioleistocenos, se desarrollan valles mixtos —Valles de Manguía y Tres Barrancos—, con cabeceras labradas directamente sobre afloramientos de la Serie I y tramos medios y bajos tallados sobre los materiales lávicos de las series pliocuaternarias. Ello determina grados de encajamiento, perfiles transversales y morfologías de fondo de valle diferenciados por tramos.

B.2.- Morfología de los sectores con interferencia del volcanismo del segundo ciclo

2.1.-El sector meridional de alineaciones volcánicas antiguas con red de drenaje

En los sectores periféricos meridionales, suroccidentales y surorientales del macizo, el desarrollo de más de una veintena de manifestaciones volcánicas plio-cuaternarias pertenecientes a las Series II A, Serie II B y Serie III remodelaron profundamente la morfología ya erosionada del macizo. En este tramo, los rasgos morfológicos fundamentales vienen dados por la instalación de

conos y coladas pertenecientes a las series cuaternarias más antiguas en los sectores de la periferia del macizo. Constituyen campos volcánicos y de acumulaciones lávicas que muestran una buena conservación de la morfología original, aunque su superficie se encuentre ya profundamente transformada en superficies pedregosas, con potentes mantos de arcillas rojas, costras de caliche y cuencas incipientes.

En este sector, la red adopta una disposición radial a partir del área de mayor concentración de centros de emisión, estando caracterizada por cuencas sin límites topográficos netos, cabeceras simples y mal delimitadas, con barrancos poco desarrollados de órdenes jerárquicos bajos, aunque ocasionalmente alcanzan orden 3 cuando se labran en el contacto entre distintas unidades lávicas. Los cauces muestran trazados rectilíneos y perfiles transversales variables en función de su elaboración sobre materiales piroclásticos o lávicos.

2.2.- El Sector de alineaciones volcánicas recientes de Guatify

Se trata de un área cuya morfología está profundamente condicionada por el desarrollo de manifestaciones volcánicas pertenecientes, sobre todo, a la Serie IV. Estas erupciones se superpusieron al drenaje antiguo, tallado con probabilidad en un pequeño vano estructural existente entre el conjunto de Batería y el de las Peñas del Chache, y en uno de los sectores orientales más afectados por el retroceso del cantil de Famara, por cuanto los barrancos que lo constituyen fueron decapitados parcial o totalmente. De este modo, la red hidrográfica actual está constituida por valles acéfalos y de fondo plano —con importantes acumulaciones sedimentarias—, labrados sobre la Serie I Superior, que carecen de

desembocadura y muestran sus tramos más bajos a altitudes superiores a los 300 m. Estos últimos caracteres son resultado de la instalación y del cierre subsiguiente ocasionado por los conos y las coladas de La Atalaya de Haría, La Quemada, La Cerca, Los Helechos, y La Quemada de Órzola y La Corona, correspondientes a los edificios más recientes de la alineación volcánica.

Evidentemente, una parte importante de esta unidad está condicionada por la presencia de formas volcánicas directas, donde son visibles aún conos volcánicos — con todo el cortejo de formas menores asociadas: cráteres en embudo, abiertos, fisurales, pequeños charcos de lava, coneltes de escorias, etc.—, perfectamente alineados según direcciones de rumbo NE-SW. Las coladas volcánicas derramadas desde estos conos configuran rampas lávicas más o menos homogéneas, con superficies de detalle caóticas, más o menos alteradas por procesos de erosión según la edad de las mismas, aunque aún sin drenaje superficial concentrado.

II.2.- El Macizo de Los Ajaches

A pesar de que la edificación del Macizo de Los Ajaches se produjo durante un dilatado período, que abarca desde los 15,5 ma hasta inicios del Pleistoceno, y de la existencia de un período de calma y de desmantelamiento de mayor amplitud temporal, este macizo muestra una menor heterogeneidad morfológica que el de Famara, por lo que posee una singularidad en el conjunto de los macizos de la isla de Lanzarote.

La mayor antigüedad relativa del edificio de Los Ajaches determina que el grado de desmantelamiento sufrido por la estructura volcánica original haya sido más importante que en Famara, tal y como ya hemos señalado en capítulos previos.

Como consecuencia, los restos conservados de esa antigua estructura representan menos de su mitad original y las formas de erosión corresponden, por lo general, a formas de mayor grado de evolución y de mayor homogeneidad morfológica.

La intensidad del desmantelamiento ha sido tal que los restos conservados de la antigua estructura son insuficientes como para determinar sus rasgos originales, impidiendo su adscripción a un modelo morfológico determinado. Los retazos existentes tanto pueden corresponder al dorso suroccidental de una gran estructura en tejado a dos aguas como a la porción suroccidental de un edificio de tipo cupuliforme o en arco.

A pesar de la mayor homogeneidad morfológica de conjunto, también en este macizo es posible contraponer varias unidades morfológicas diferenciadas.

2.A.- El núcleo principal del Macizo de Los Ajaches con predominio de las formas de erosión

La escasa e incluso nula presencia de materiales correspondientes al segundo ciclo volcánico determina que la vertiente oriental de Los Ajaches se configure como uno de los sectores de mayor homogeneidad morfológica del macizo, con el predominio absoluto de las formas de modelado.

Este sector, correspondiente al dorso de la antigua estructura volcánica, aloja en su interior los valles de mayor desarrollo y envergadura del macizo. Igual que en Famara, los valles muestran formas variadas en función de su acomodo a los rasgos de la estructura sobre la que se labran, pudiéndose distinguir entre los valles de gran desarrollo longitudinal y transversal y morfológica en U acusada —que caracterizan a los sectores septentrionales y meridionales de este ámbito— y los barrancos

y valles con laderas más abruptas y con superficies, anchuras, niveles de encajamiento y acumulaciones aluviales y coluviales de menor entidad que los anteriores, que parecen ser resultado de su encajamiento sobre materiales volcánicos también del primer ciclo, aunque de edad relativamente más reciente.

Sin embargo, hacia el norte, la presencia de conos y coladas pertenecientes al segundo ciclo permite el desarrollo de un valle mixto —Barranco del Viento— que

actúa como sector de contacto entre esta unidad y la del área central de la isla. Hacia occidente y hacia el sur, esta morfología alternante de valles e interfluvios se interrumpe de modo brusco a través de un escarpe, que corresponde a los restos que quedan de un antiguo acantilado, a cuyo pie se desarrollan importantes masas detríticas de carácter torrencial, apoyadas sobre una amplia plataforma de abrasión marina, y que transitan en sus partes más distales hacia amplios glaciares de acumulación.

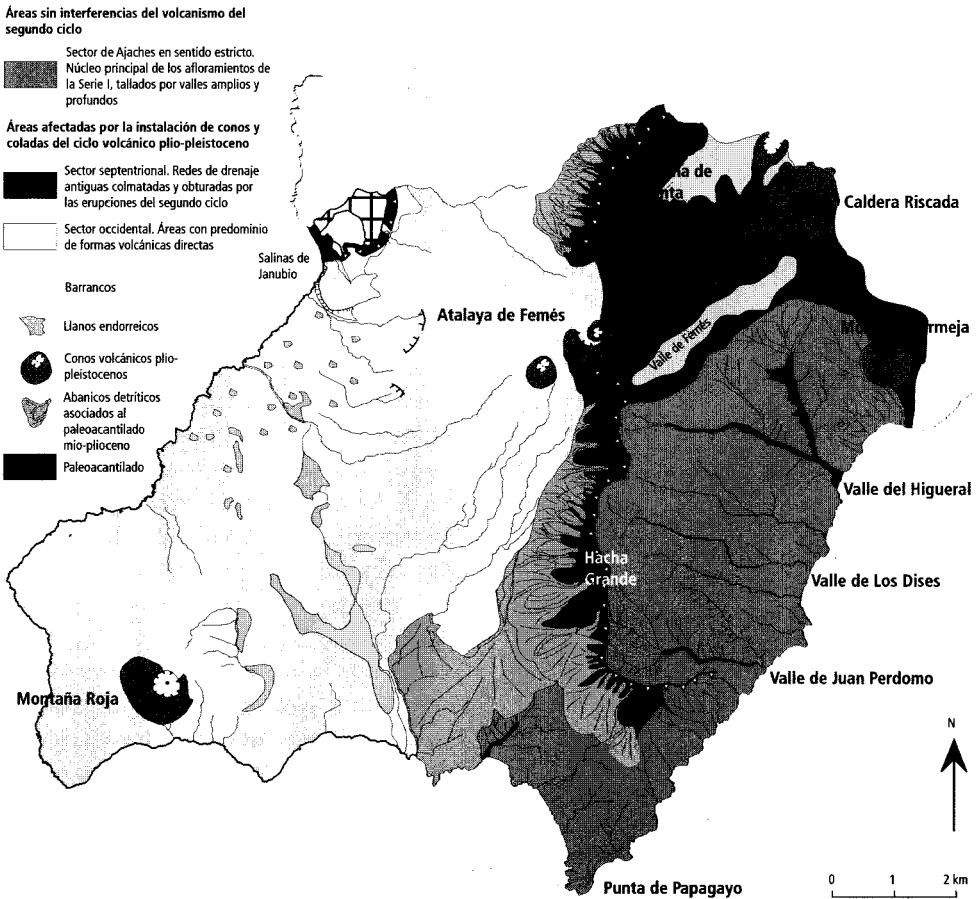


Figura V.2.- El sector septentrional de Femés y Fenauso y las vertientes occidentales de La Atalaya de Femés y Montaña Roja con coexistencia de formas volcánicas directas y de modelado

2.B.- El sector septentrional de Femés y Fenauso y las vertientes occidentales de La Atalaya de Femés y Montaña Roja con coexistencia de formas volcánicas directas y de modelado

En el área septentrional y en la vertiente occidental de Los Ajaches, la morfología cambia de modo radical. Son sectores del macizo profundamente afectados por procesos de incisión y de acantilamiento antiguos, y luego transformados durante el Plio-Cuaternario por la instalación de conos y coladas, pertenecientes a las Series II y III.

No obstante, dentro de esta unidad es posible diferenciar las áreas donde alternan sectores totalmente remodelados por la erosión, con edificios volcánicos y con coladas del segundo ciclo volcánico, que conservan aún sus rasgos morfológicos originales, de aquellos sectores donde los conos y coladas han recubierto de modo más o menos homogéneo la estructura previa y donde, por tanto, predominan las formas volcánicas directas.

De este modo, en el sector septentrional, la interferencia entre ambos tipos de procesos ha favorecido la obturación y colmatación de las antiguas redes hidrográficas y la fosilización de antiguos cantiles, como consecuencia del cierre de valles y barrancos por conos y coladas de lava y como resultado de la llegada al mar de lenguas lávicas emitidas desde estos centros eruptivos. La morfología se caracteriza, entonces, por la existencia de depresiones más o menos amplias, correspondientes a los antiguos valles colmatados que alternan con interfluvios y sectores acantilados formados por apilamientos de materiales del antiguo ciclo eruptivo, y fosilizados total o parcialmente por conos volcánicos, de morfología más o menos simple, y por importantes flujos lávicos de formas aún frescas.

El área occidental, que engloba las amplias rampas que descienden desde la línea de cumbres de este amplio sector, el cono de Montaña Roja y la amplia plataforma que configura el extremo suroccidental de la isla de Lanzarote, corresponde a una zona donde las formas predominantes están asociadas a conos y coladas correspondientes al segundo ciclo volcánico y que es resultado del enmascaramiento total del antiguo edificio volcánico miocénico. Se trata, por ello, del único sector donde, tanto el antiguo acantilado costero, como la plataforma de abrasión desarrollada a su pie, han quedado sepultados bajo importantes masas lávicas procedentes de los conjuntos volcánicos de Montaña Roja, Caldera de Masión y de la Atalaya de Femés.

La morfología de toda esta unidad está determinada por la existencia de rampas lávicas muy desarrolladas que enlazan los sectores culminantes, constituidos por los conos volcánicos de Caldera Masión y Atalaya de Femés, con la línea costera. Estas coladas se apoyan a lo largo de todo su frente meridional sobre los materiales emitidos desde el centro eruptivo previo de Montaña Roja, constituyendo un paisaje dominado por malpaíses antiguos, profundamente transformados en superficie por la presencia de pavimentos pedregosos y parcialmente incididos por una red de barrancos de escasa entidad, con abundantes sectores endorreicos de exigua extensión.

III. Las cadenas volcánicas del sector central

Aunque en principio parece que todo el sector central de la isla de Lanzarote muestra unos caracteres geomorfológicos uniformes —sobre todo si se lo compara con las estructuras más antiguas de la isla, cuya riqueza de formas se manifiesta en el

número elevado de subunidades que configuran sus puzzles morfológicos—, un análisis pormenorizado de los elementos, tanto estructurales como de modelado, que componen y articulan su relieve ayuda a establecer en su interior territorios con particularidades específicas. Los pequeños, pero significativos, matices que diferencian la morfología de las distintas cadenas volcánicas así como su grado de desmantelamiento, permiten la división de este vasto territorio en tres unidades diferentes: a) la cadena volcánica oriental, b) la plataforma lávica septentrional y los sistemas volcánicos tapizados por acumulaciones de arenas y c) los sectores con predominio de formas volcánicas frescas.

Dada la naturaleza de los procesos que intervienen en la morfología de este sector de la isla, los límites existentes entre estas tres grandes unidades morfológicas no son, sin embargo, absolutamente netos. Esta dificultad en la delimitación de las unidades morfológicas es resultado de las relaciones dialécticas producidas entre los procesos constructivos y de modelado. De este modo, tanto la amplitud de los espacios cubiertos por los materiales, lávicos y piroclásticos, de la gran erupción del S. XVIII, como la penetración de flujos de arena desde el sector septentrional homogeneizan la morfología de buena parte del territorio del centro de la isla y determinan, por su propio carácter, la inexistencia de límites precisos entre unos sectores y otros. Por ello, aunque cada una de estas unidades se define en función de los diferentes elementos predominantes, esto sin embargo no excluye la existencia de esos mismos elementos en el interior de otras unidades, si bien en estas últimas constituyen retoques que modelan sólo parcialmente su superficie.

III.1.- La cadena volcánica oriental de Guardilama remodelada parcialmente por procesos erosivos

Con las mayores altitudes absolutas (Montaña Guardilama, 603 m) y medias (en torno a los 450 m) de toda el área central de la isla, las alineaciones volcánicas orientales constituyen un sector donde la morfología viene definida no sólo por la agrupación de los conos volcánicos de mayor porte y envergadura de toda el área central, sino también por la mayor concentración de cauces existentes en dicho sector.

Esta morfología caracteriza a toda la banda oriental que se desarrolla entre las estribaciones septentrionales del Macizo de Los Ajaches y las meridionales del Macizo de Famara y se configura a partir de varias alineaciones volcánicas paralelas entre sí, una amplia depresión intervalcánica —La Geria—, y un dorso lávico de gran pendiente.

Este sistema volcánico —constituido por más de una treintena de edificios eruptivos articulados según rumbos predominantes de dirección NE-SW y pertenecientes a las Series II y III— configura un auténtico espolón topográfico de marcado carácter lineal y muy compacto —sobre todo en sus tramos central y meridional— que se extiende desde el NE hacia el SW a lo largo de más de 25 km. En el interior de las alineaciones, los conos volcánicos —de formas simples y mayoritariamente en herradura— se organizan espacialmente en función de su edad relativa, situándose los más antiguos —Serie II— en sectores de contacto con los dos macizos antiguos y los de menor edad —Serie III— en los tramos centrales de la agrupación volcánica. Este hecho determina que los grados de transformación de los edificios volcánicos sean tanto más acusados cuanto más cercanos se dispon-

gan a los macizos antiguos. Las coladas procedentes de estos centros eruptivos han perdido parcial o totalmente sus formas de detalle y se encuentran profundamente alteradas, habiendo sido transformadas en costras de carbonatos, mantos de alteritas o en superficies pedregosas. Hacia oriente, estas coladas han terminado por configurar un dorso de topografía regular y de cierta amplitud, en el que destacan rupturas de pendiente poco acusadas y asociadas habitualmente a los restos de los afloramientos de la Serie I. El efecto barrera provocado por las alineaciones volcánicas de este sector frente a los derrames lávicos de edad más reciente ha determinado que el dorso evolucione sin apenas interferencias volcánicas recientes —a excepción de las coladas de 1730-36 que se descuelgan por los collados de Conil y de Tahíche— y se encuentre profundamente remodelado por los procesos de erosión.

La red hidrográfica que muere este dorso oriental posee los órdenes jerárquicos más elevados y se organiza en cuencas que se caracterizan por mostrar la mayor extensión superficial, longitud y anchura de todas las existentes en el área central. Por lo general, los barrancos constituyen formas de incisión poco marcadas, con cabeceras simples y mal definidas, recorridos de escaso desarrollo, y con perfiles transversales adaptados a la potencia de las capas lávicas sobre las que se labran; estos cauces suelen carecer de formas de acumulación importantes. Su localización, fundamentalmente, en los extremos de la agrupación volcánica, parece estar en relación con las diferencias de edad existente entre los distintos sectores, desarrollándose preferentemente asociados a las áreas donde afloran materiales de la Serie I o

donde las rampas se han formado a partir de erupciones de la Serie II. La existencia de dos alineaciones volcánicas paralelas ha motivado que, hacia occidente, se abra una amplia y larga depresión orientada en la misma dirección que el conjunto de conos que configuran la alineación.

La mayor presencia y desarrollo de las formas de incisión en esta cadena volcánica se deben a la conjunción de varios factores, entre los que destacan la presencia de afloramientos pertenecientes a la Serie I, las acentuadas pendientes de los dorsos lávicos y la mayor antigüedad relativa de los conos volcánicos que forman parte de la misma.

Aunque la presencia en este sector de afloramientos de la Serie I se reduce a pequeños retazos aislados entre materiales de las series volcánicas posteriores y es poco notable, su importancia en la evolución del conjunto ha sido considerable. En primer lugar, porque estos afloramientos han ocasionado que los conjuntos eruptivos desarrollados en este sector se dispongan como auténticos relieves postizos que recubren las formas del antiguo edificio, lo que ha motivado, a su vez, que éstos alcancen cotas altitudinales de cierta importancia, culminando a altitudes por encima de los 500 m. De otro lado, porque las coladas emitidas desde estos edificios volcánicos, al adaptarse a una topografía previa de inclinación más acusada, han dado lugar a la formación de las rampas lávicas de pendientes más acentuadas de toda el área central, configurando un dorso oriental en el que, en menos de 5 km, se salvan desniveles de hasta 600 m de altura. La mayor antigüedad del substrato, junto a la existencia de pendientes acusadas, ha posibilitado la acentuación de los procesos de incisión y la formación de un mayor número de cauces.

III.2.- La plataforma lávica septentrional y los sistemas volcánicos tapizados por acumulaciones de arenas de El Jable

Hacia el sector más septentrional del área central de la isla, la morfología está definida por la existencia de una amplia plataforma lávica, de escasa altitud —pues no llega en ningún punto a superar los 250 metros— y de pendientes muy suaves, que linda hacia el norte y el oeste con el mar, hacia oriente con el tramo más meridional del Risco de Famara y hacia el sur con la tercera unidad morfológica del sector central de la isla. Se trata de un sector aparentemente muy homogéneo desde el punto de vista morfológico, pero que encierra en su interior una gran variedad de formas, tanto derivadas de procesos constructivos de muy diferente tipo, como asociadas a formas de erosión y de acumulación.

En comparación con los rasgos que definen a las dos unidades restantes del área central de la isla, uno de los caracteres morfológicos más destacados de todo este sector es el escaso número de edificios volcánicos que lo constituye, de modo que la morfología está caracterizada por el predominio de las rampas de carácter lávico. Estas amplias y suaves rampas se han formado a partir de los derrames de lava procedentes tanto de edificios insertos en esta unidad, como Montaña Timbaiba o Montaña del Berrugo, como emitidas desde conos ubicados fuera de esta unidad, como Montaña Tamia o Montaña de Tinache. La llegada al mar de estas coladas dio lugar a la fosilización y al retranqueamiento del sector más meridional del escarpe de Famara. La mayor parte de los materiales volcánicos que las configuran, tanto lávicos como piroclásticos, se apoyan sobre una antigua superficie de erosión de fines del

Plioceno, elaborada a expensas del retroceso del macizo antiguo de Famara. Sus superficies, totalmente tapizadas por las arenas, muestran aún, no obstante, accidentes topográficos de detalle —peñas, hoyas, morros, lomos o paredones— que parecen corresponder a las estructuras lávicas mayores presentes en su morfología —muros laterales de enfriamiento, canales de derrame, frentes digitados, etc—.

Dispersos sobre esta amplia y extensa superficie aparecen una quincena de aparatos volcánicos, los cuales, unas veces de forma aislada y otras constituyendo pequeñas alineaciones volcánicas, rompen la uniformidad y la monotonía topográfica de la plataforma lávica. El emplazamiento de algunos de estos volcanes sobre la superficie de abrasión pliocena es lo que explica la abundancia de edificios de rasgos hidromagmáticos y lo que ha posibilitado que la mayoría de ellos haya evolucionado hacia dinámicas de rasgos estrombolianos.

El agrupamiento de los conos y su disposición, flanqueando hacia el oeste y sur la extensa plataforma lávica, acentúan aún más la percepción de amplitud que muestra todo este sector. El mayor número de edificios volcánicos se localiza en el área occidental y se asocia espacialmente a lo largo de una fractura de dirección NE-SW, originando la alineación volcánica de Soo. Se trata de una cadena volcánica abierta, con edificios aislados espacialmente unos de otros, que se ha formado mayoritariamente a partir de erupciones de dinamismos hidromagmáticos; constituye el sector de la isla que alberga el mayor número de este tipo de edificios volcánicos, lo que indudablemente ayuda a su caracterización morfológica. El resto de los conjuntos volcánicos de esta unidad se localiza en sus límites más meridionales, organizándose de

forma aislada entre sí y sin llegar a configurar alineaciones netas y emplazándose en un pequeño escalón estructural que actúa como contacto entre este sector y las otras unidades definidas en el área central. Mordiendo los dorsos occidentales de muchos de estos edificios y parte de los sectores occidentales de las rampas se desarrolla una serie de incisiones, de escasa entidad, que contribuyen a diversificar aún más las formas características de este sector.

También aquí, como en la unidad anterior, el elevado número de cauces, de escaso encajamiento, ha dado lugar a la formación de cuencas de drenaje de escasa entidad espacial, pero de gran significado morfológico. Estas incisiones parten de los dorsos de los

conos de la alineación volcánica de Soo y se labran sobre las acumulaciones de lava que configuran el sector que los separa de la línea costera. Estamos, por tanto, en una de las áreas del sector central de la isla donde los procesos de erosión son más evidentes, lo que parece confirmar la idea de que constituye uno de los ámbitos formados por los materiales de la Serie III de mayor antigüedad geológica. Estas incisiones suelen configurar redes de escasa jerarquía cuya disposición parece guardar estrechas relaciones con los rasgos de las estructuras sobre las que se labran; muchos de estos cauces siguen el trazado impuesto por canales de lava antiguos existentes en la superficie de los malpaíses, por lo que muestran cabeceras apenas inci-

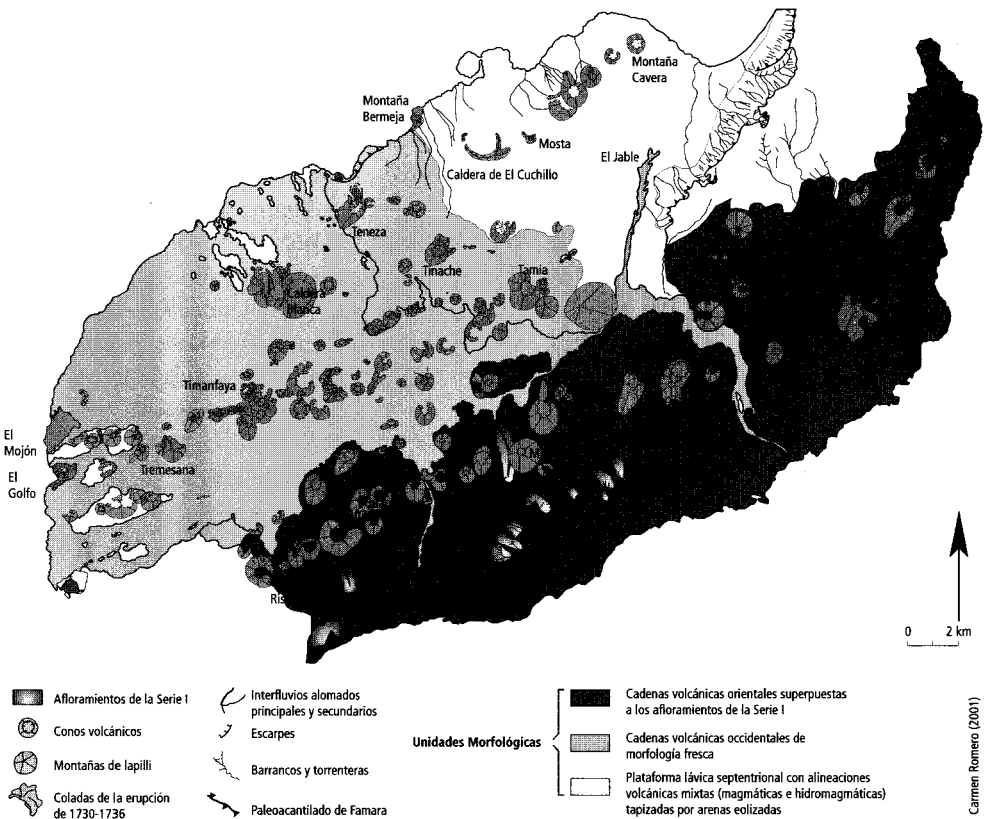


Figura V.3.- Unidades morfológicas de las cadenas volcánicas del sector central de Lanzarote

didas y de escasa entidad labradas bien sobre coladas antiguas, bien instaladas en los cráteres y dorsos de los volcanes que flanquean hacia occidente esta unidad.

Si, ya de por sí, estos caracteres morfológicos permiten la individualización de todo este sector como un área con particularidades propias, el hecho que realmente dota de uniformidad a toda esta unidad es el importante recubrimiento de las formas volcánicas por mantos de arenas eólicas de edades variadas. Estas arenas forman acumulaciones más o menos potentes que recubren la plataforma lávica —haciendo desaparecer los rasgos típicos de las coladas que la configuran— o que se disponen sobre los conjuntos eruptivos formando dunas trepadoras que ascienden por sus dorsos o se instalan en el interior de sus cráteres, recubriendo total o parcialmente las formas originales. Así, a pesar de que los distintos edificios volcánicos insertos en esta unidad muestran morfologías variadas y son resultado de erupciones de estilos variados —estrombolianos, hidromagmáticas y mixtos—, sus formas originales aparecen revestidas por los importantes recubrimientos de arenas, lo que les dota de una aparente uniformidad morfológica.

III.3.- Los sectores occidentales con predominio de formas volcánicas frescas

Aunque el amplio sector centro-occidental del área central de la isla está constituido por edificios volcánicos pertenecientes a generaciones muy diferentes (Series III, IV e históricas) y, por tanto, con grados de desmantelamiento que varían en función de su edad relativa, la amplitud de las superficies cubiertas por lavas y piroclastos generados durante las erupciones de Timanfaya y la de los volcanes de Tao, Nuevo del Fuego

y Tinguatón, determina que una buena parte de su territorio se caracterice por la existencia de formas volcánicas muy frescas.

Parte de los materiales piroclásticos emitidos durante la erupción de 1730-36 fueron transportados por los vientos y se acumularon hacia la vertiente oriental y meridional tapizando, colmatando y remodelando parcialmente los conos volcánicos más antiguos ubicados en esos sectores; los valles y las depresiones intervolcánicas fueron ocupados por coladas de lava que hicieron desaparecer los escasos barrancos y parte de las vegas que caracterizaban a todo el sector. Por ello, aunque en toda esta unidad los aparatos volcánicos predominantes pertenecen a la Serie III, el notable rejuvenecimiento ocasionado en ellos por las erupciones históricas determina que el relieve de conjunto se caracterice por presentar formas frescas y muy frescas, en las que los efectos de la erosión son prácticamente nulos.

Sin embargo, el aspecto reciente predominante en los elementos volcánicos de este amplio sector no constituye su único rasgo de diferenciación. Las alineaciones muestran aquí particularidades específicas que se manifiestan en múltiples aspectos.

Por un lado, es la cadena volcánica formada por un mayor número de conjuntos eruptivos, pues en ella se integran más del 50% de los conos de todo el sector central; sin embargo, y en contrapartida —salvo excepciones notables como el de Caldera Blanca— son los aparatos volcánicos de menor envergadura de todos los que configuran estas cadenas.

Por otro lado, se trata de un sector constituido por varias alineaciones volcánicas paralelas, que dibujan, en conjunto, una estrecha banda estructural orientada al ENE-WSW, y por tanto con un trazado de componente NE más acusado que las dos

cadena volcánica de los sectores anteriores, lo que determina una disposición relativamente transversal a ellas. Hacia el tramo central de esta banda, los conos se alinean y se aglomeran formando una agrupación compacta y única, fundamentalmente en las áreas de Montañas Quemadas o del Fuego, Macizo del Fuego y Macizo de Pico Partido/Montaña del Señalo; hacia sus extremos ENE y WSW, el trazado de la cadena volcánica parece desdibujarse al abrirse en varios ramales, constituidos por alineaciones volcánicas abiertas con directrices paralelas entre sí. Esta particular organización espacial pone de manifiesto la existencia de un entramado de fracturas más complejo que el que ha generado las cadenas volcánicas de las unidades anteriores. De este modo, junto a la directriz fundamental ENE-WSW — que articula de modo general toda el área — existen orientaciones secundarias de rumbo NW-SE, N-S, E-W, que rompen ese esquema lineal simple e introducen variaciones sustanciales en la distribución y en la articulación espacial de los conjuntos eruptivos.

Esta particular disposición espacial de los conjuntos volcánicos no es sólo estructural sino también cronológica y morfológica. Así, hacia los extremos de las fracturas, donde son predominantes las erupciones pertenecientes a la Serie III, los conjuntos volcánicos simples se agrupan constituyendo alineaciones volcánicas más o menos abiertas y paralelas y conectadas a partir de directrices secundarias; hacia los tramos centrales, por el contrario, son mayoritarios los conjuntos volcánicos complejos caracterizados por una amalgama de cráteres y conos que dibujan asociaciones compactas de gran desarrollo en planta y altura y resultado de erupciones históricas.

Esta diferenciación en la edad de los edificios que componen cada uno de los tra-

mos de esta cadena volcánica occidental, se manifiesta de igual modo, en los rasgos del modelado de los distintos edificios volcánicos que la configuran. En el sector ENE, los conos de la Serie III aparecen parcialmente desmantelados y sobre ellos se marcan formas de erosión en cráteres y dorsos que dependen de su edad relativa y que van desde leves incisiones, que apenas si introducen variaciones en la morfología original de los aparatos volcánicos, hasta barrancos de disposición radial que han terminado por generar facetas triangulares de cierta entidad sobre los dorsos, y de pequeñas cuencas de recepción en los flancos y cráteres. Hacia el WSW, los conos, aunque pertenecientes a la Serie III, y por tanto, en principio, con rasgos morfológicos similares a los del tramo anterior, han sido parcialmente recubiertos por piroclastos de caída de la erupción de Timanfaya, de modo que muestran sus formas rejuvenecidas y con escasas huellas de procesos erosivos. En el tramo central, los conos de edad histórica sólo muestran pequeños retoques erosivos, que afectan únicamente a la superficie de los mantos de piroclastos y que apenas si tienen entidad morfológica.

Fuera de las alineaciones de conos volcánicos, y salvo algunas áreas del norte de esta unidad —comprendidas entre la alineación volcánica de Los Rostros/Tamia y los conos volcánicos de Tinache, Tinajo y Tenezar—, la morfología está totalmente condicionada por la presencia de las coladas derramadas desde los conjuntos eruptivos de Timanfaya. Estas coladas tapizan de modo más o menos uniforme el territorio del sector occidental, a veces con potencias superiores a los 50 metros, recorriendo internamente las depresiones intervolcánicas y las vegas y extendiéndose sobre las rampas hasta configurar un auténtico “mar de lava” de unos 175 km².

Referencias Bibliográficas

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDEL-MONEN, A.; WATKINS, N. & GAST, P. (1971): **Potassium-Argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera.** *American Journal of Science*, 271, pp. 490-521.

AGUSTÍN DEL CASTILLO, P. (1948): **Descripción histórica y geográfica de las Islas Canarias. 1737.** Edición crítica y estudio bibliográfico de Miguel Santiago. Ed. El Gabinete Literario. Madrid.

ALONSO, J.J. & RODRÍGUEZ, J.A. (1992): **Aspectos micromorfológicos del volcanismo hidromagmático en las islas Canarias. III Congreso Geológico de España.** *Actas.* Tomo I, pp. 415-419.

ÁLVAREZ, A. (1997): **Los paisajes rurales de Canarias**, en Pérez de Paz, P. (ed.): *Ecosistemas insulares canarios. Usos y aprovechamientos en el territorio.* S/C de Tenerife. Vol. I, pp. 407-410.

ÁLVAREZ RIXO, J.A. (1982): **Historia del Puerto de Arrecife.** Aula de Cultura de Tenerife. Excmo. Cabildo Insular. S/C. de Tenerife.

ANCOCHEA, A.; BRANDLE, J.; CUBAS, C.R.; HERNÁN, F. & HUERTAS, J. (1993): **La Serie I de la isla de Fuerteventura.** *Memorias de la Real Academia de las Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.* Madrid. Serie CC Naturales. Tomo 27, p. 151.

ANCOCHEA, A.; BRANDLE, J.; CUBAS, C.R.; HERNÁN, F. & HUERTAS, J. (1996): **Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: the Miocene activity of the island of Fuerteventura.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70, pp. 183-204.

APARICIO, A.; ARAÑA, V. & DÍEZ GIL, J.L. (1994): **Una erupción hidromagmática en la isla de Lanzarote: La Caldera de El Cuchillo.** *In memoriam Dr. José Luis Díez Gil.* Serie Casa de Los Volcanes, 3. Cabildo de Lanzarote, pp. 109-120.

ARAÑA, V. & ORTIZ, R. (1986): **Marco geodinámico del volcanismo canario.** *Anales de Física.* Serie B. 82. Volumen especial sobre física de los fenómenos volcánicos, p. 222.

ARMIENTI, P.; INNOCENTI, F.; MASOTTI, R.; PASQUARÉ, G. & PIRERA, F. (1989a): **Petrology of the basaltic lavas de Lanzarote.** *ESF Meeting on Canarian Volcanism*, pp. 83-84.

ARMIENTI, P.; MARINONI, L. & PASQUARÉ, G. (1989b): **Geological map of the island of Lanzarote.** *ESF Meeting on Canarian Volcanism*, pp. 198-199.

AROZENA, M.E. (1990): **El relieve de la isla de La Gomera**, en Romero, C. (ed.): *Jornadas de Campo sobre geomorfología volcánica.* SEG. Monografía 5. Zaragoza, pp. 217-235.

AROZENA, M.E. (1991): **Los paisajes naturales de La Gomera.** Excmo. Cabildo Insular de La Gomera, p. 347 + apéndice cartográfico.

BARAHONA, F.; RAGE, J. & GARCÍA-TALavera, F. (1998): **The first record of snakes on the Canary Islands: a vertebra from the Upper Miocene of Lanzarote.** *Amphibia-Reptilia*, 19, pp. 419-425.

BOIVIN, P.; GOËR, A.; CAMUS, G.; GOURGAUD, A.; KIEFFER, G.; MERGOIL, J.; VINCENT, P.; PONS, A. & REILLE, M. (1991): **Volcanologie de la Chaîne des Puys.** Guides des Parcs Naturels de France. Parc Naturel Regional des Volcans. Auvergne. Aurillac, p. 127.

BRAVO, T. (1964): **El Volcán y el Malpaís de la Corona. La Cueva de los Verdes y los Jameos.** Publicaciones del Cabildo de Lanzarote. Arrecife, p. 31.

CAMARASA, A. (1995): **Génesis de crecidas en pequeñas cuencas semiáridas. Barranco de Carraixet y Rambla del Poyo.** MOPTYMA. Confederación hidráulica del Júcar, Valencia, p. 252.

CARRACEDO, J.C. & BADIOLA E. (1993): **Evolución geológica y magmática de la isla de Lanzarote (Islas Canarias).** *Revista de la Academia Canaria de las Ciencias V*, 4, pp. 25-58.

CARRACEDO, J.C. (1994): **The Canary Islands: an example of structural control the growth of large oceanic-island volcanoes.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60, pp. 225-241.

CASTILLO, C.; LÓPEZ, M.; MARÍN, M. & RANDO, C. (1996): **La paleontología de vertebrados en Canarias.** *Revista española de paleontología.* Volumen extraordinario, pp. 237-247.

CENDRERO, A.; FÚSTER, J. & SAGREDO, J. (1967): **Mapa geológico de España, 1:50.000: Arrecife.** IGME. Madrid, p. 16.

CLAR FERNÁNDEZ, J.M. (1996): **Lanzarote. Apuntes para su historia.** Cabildo de Lanzarote y Centro de la Cultura Popular Canaria, p. 430.

COELLO, J.; CANTAGREL, J.; HERNÁN, F.; FÚSTER, J.; IBARROLA, E.; ANCOCHEA, E.; CASQUET, C.; JAMOND, C.; DÍAZ DE TERÁN, J. & CENDRERO, A. (1992): **Evolution of the eastern volcanic ridge of the Canary Islands based a new K-Ar data.** *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53, pp. 251-274.

COLOMBO, F. (1989): **Abanicos aluviales,** en Arche, A.: *Sedimentología.* CSIC. Madrid. Vol. I, pp. 219-270.

CRIADO, C. & HANSEN, A. (1994): **Morfodinámica litoral, torrencial y volcánica durante el Pleistoceno Final y Holoceno en Jinamar (Gran Canaria. Islas Canarias),** en Arnáez, J.; García-Ruiz, J.M. & Gómez Villars, A. (eds.): *Geomorfología en España.* SEG, pp. 369-389.

CRIADO, C. & MARZOL, M.V. (1985): **Badlands y abarrancamientos por lluvias intensas en la isla de Fuerteventura.** *Actas IX Col. Geografía. Murcia.* Tomo II, p. 10.

CRIADO, C. (1990): **Rasgos geomorfológicos del Macizo de Anaga,** en Romero, C. (ed.): *Jornadas de Campo sobre geomorfología volcánica.* SEG. Monografía 5. Zaragoza, pp. 77-93.

CRIADO, C. (1991): **La evolución del relieve de Fuerteventura.** Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura. 317 p. + 8 mapas geomorfológicos E.: 1: 50.000, p. 318.

CRIADO, C. (1993): **Las formas de modelado.** *Geografía de Canarias.* Prensa Ibérica. Las Palmas de Gran Canaria. Tomo I, pp. 69-84.

CRIADO, C.; YANES, A.; TORRES, J. & DE BOER, K. (1998): **The role of wind in the geomorphology and soils of Teno Bajo (Tenerife, Canary Islands)**. Abstract ICAR-4 *International conference on Aeolian research*. Oxford, p. 27.

DÁVILA, P. & ROMERO, E. (1993): **Precipitaciones máximas en Lanzarote: régimen de intensidades y frecuencias**. V *Jornadas de Estudios sobre Fuerteventura y Lanzarote*, Excmo. Cabildos Insulares de Fuerteventura y Lanzarote, Tomo II, pp. 53-72.

DÁVILA y CÁRDENAS, P.M. (1737): **Constituciones y nuevas adiciones Synodales del Obispado de las Canarias**. Madrid.

DE LA HOZ, A. (1962): **Lanzarote**. Gobierno Civil de Las Palmas. Excmo. Cabildo Insular de Gran Canaria. Ayuntamiento y Cabildo Insular de Lanzarote, pp. 179-180.

DE LA NUEZ, J.; QUESADA, M.L. & ALONSO, J.J. (1997): **Los volcanes de los Islotes al norte de Lanzarote**. Fundación César Manrique. Madrid, p. 223.

DE LEÓN, J. & PERERA, M.A. (1996): **Las aldeas y zonas cubiertas por las erupciones volcánicas de 1730-36 en la isla de Lanzarote. La historia bajo el volcán**. VII *Jornadas de Estudios de Fuerteventura y Lanzarote*. Pto. del Rosario. Tomo I, pp. 525-573.

DE LEÓN, J. (2000): **El medio físico y cultural desaparecido por las erupciones del S. XVIII en Lanzarote**, en Astiz, M. & García, A. (eds.): *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica*. Servicio de Publicaciones del Cabildo de Lanzarote. Madrid, pp. 129-140.

DRISCOLL, E.M.; HENDRY, G.L. & TINKLER, K.J. (1965): **The geology and geomorphology of Los Ajaches, Lanzarote**. *Geol. I. Vol. 4*, pp. 321-324

FRANZ, E. & RHOTE, P. (1972): **Ratite Eggshells from Lanzarote, Canary Islands**. *Science*, 176, pp. 43-45.

FÚSTER, J.; FERNÁNDEZ, S. & SAGREDO, J. (1968): **Geología y volcanología de las Islas Canarias: Lanzarote**. Instituto Lucas Mallada. CSIC. Madrid, p. 177.

GARCÍA CACHO, L. & ROMERO, C. (2000): **Fenómenos hidromagmáticos en Lanzarote**, en Astiz, M. & García A. (eds.): *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica*. Serie Casa de Los Volcanes, 7. Cabildo de Lanzarote, pp. 153-162.

GARCÍA-TALAVERA, F. (1990): **Aves gigantes en el mioceno de Famara (Lanzarote)**. *Rev. Academia Canaria de las Ciencias*, II, pp. 71-79.

GLAS, G. (1764): **Descripción de las Islas Canarias**. Instituto de Estudios Canarios. La Laguna. Tenerife.

HARTUNG, G. (1857): **Die geologischen Verhältnisse der Inseln Lanzarote und Fuerteventura**. *Neue Denkschr, allgem. Schw. Gessells. F.d. gesam. Naturwiss.* Zurich. 15-4. 168 p.

HAUSEN, H. (1959): **On the geology of Lanzarote, Graciosa and the Isletas (Canarian Archipiélago)**. *Soc. Scient. Fennica. Comm. Phys. Math.* Vol. 23, 4, p. 116.

HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1909): **Estudio geológico de Lanzarote y de las Isletas Canarias**. *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* Tomo VI, Mem. 4, p. 331.

HERNÁNDEZ, A. (recopilador) & CABALLERO, F. (editor) (1991): **Documentos inéditos de la Historia de Lanzarote**. Publicaciones del muy Ilustre Ayuntamiento de Teguiuse, pp. 83-97.

HERNÁNDEZ, L.A.; GONZÁLEZ, M.C.; JIMÉNEZ, C.C.; ORTEGA, M.J.; PADRÓN, P.A.; RODRÍGUEZ, A.; TORRES, J.M. & VARGAS, G.E. (1991): **Suelos de la isla de Lan-**

zarote. **Características Generales. Génesis, clasificación y cartografía de suelos.** V 10, pp. 311-330.

HERNÁNDEZ, M. (1987): **Libertad de comercio y economía de autoconsumo: Lanzarote y Fuerteventura como islas granero durante el Trienio Liberal.** *I Jornadas de Historia de Fuerteventura y Lanzarote. Homenaje a Francisco Navarro Artilles.* Tomo I. Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura.

IBARROLA, E.; CANTAGREL, J.; FÜSTER, J.; COELLO, J. & JAMOND, C. (1988): **Geocronología de las Series volcánicas neogenas de Lanzarote (Islas Canarias).** *Simposio sobre volcanismo.* ESF, pp. 345-348.

LEÓN, F. M. (1966): **Historia de Canarias. 1776-1868.** Aula de Cultura de Tenerife. S/C. de Tenerife.

LIETZ, J. & SCHMINCKE, H. (1975): **Miocene-Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria /Canary Islands) in the light of new K-Ar ages.** *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 18, pp. 213-239.

LÓPEZ BERMÚDEZ, F.; NAVARRO, F.; ROMERO, A.; CONESA, C.; CASTILLO, V.; MARTÍNEZ, J. & GARCÍA, C. (1988): **Geometría de cuencas fluviales: Las redes de drenaje del Alto Guadalentín.** Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. ICONA. Proyecto Lucdeme IV, p. 229.

LUIS, M. (1984): **Los paisajes naturales del Macizo de Teno.** Memoria de Licenciatura, Dpto. de Geografía, Universidad de La Laguna. Inédita, p. 434.

LUIS, M. (1990): **El relieve del Macizo de Teno,** en Romero, C. (ed.): *Jornadas de campo sobre Geomorfología Volcánica.* SEG. Monografía 5. Zaragoza, pp. 95-109.

MACÍAS, A. (1995): **La economía moderna (siglos XV-XVIII),** en Bethécourt, A. (ed.): *Historia de Canarias.* Ediciones del Cabildo Insular de Gran Canaria. Las Palmas de Gran Canaria p. 135-191.

MAGARITZ, M. & JAHN, R. (1992): **Pleistocene and Holocene soil carbonates from Lanzarote, Canary Islands, Spain: paleomagnetic implications.** *Catena*, 19 pp. 511-519.

MARINONI, L.B. & PASQUARÉ, G. (1994): **Tectonic evolution of the emergent part of a volcanic ocean island: Lanzarote, Canary Island.** *Tectonophysics*. 239 pp. 11-135.

MARTÍ, J. & COLOMBO, F. (1990): **Estratigrafía, sedimentología y mecanismos eruptivos del edificio hidromagmático de El Golfo (Lanzarote).** *Bol. Geol. Min. España*, 101, pp. 560-579.

MARTÍNEZ DE PISÓN, E. & QUIRANTES, F. (1990): **El relieve de Canarias,** en Romero, C. (ed.): *Jornadas de Campo sobre geomorfología volcánica.* SEG. Monografía 5. Zaragoza, pp. 3-76.

MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1986): **Los glaciares de Fuerteventura.** *Atlas de Geomorfología.* Alianza. Madrid, pp. 255-264.

MARZOL, M.V. (1988): **La lluvia, un recurso natural para Canarias.** Servicio de publicaciones de la Caja Gral. de Ahorros de Canarias, 130, p. 220.

MECO, J. & STEARNS, C. (1981): **Emergent Litoral Deposits in the Eastern Canary Islands.** *Quaternary Research*, 15, pp. 199-208.

MECO, J. (1989): **Islas Canarias.** *Mapa del Cuaternario de España*, E.: 1:1.000.000. ITGE. Madrid, pp. 233-243.

MECO, J.; PETIT MARIE, N.; FONTUGNE, M.; SHIMMIELD, G. & RAMOS, A. (1997): **The quaternary deposits in Lanzarote and Fuerteventura (eastern Canary Islands, Spain)**, en Meco, J. & Petit-Marie, N. (eds.): *Climates of the past*. ULPGC, pp. 123-136.

MECO, J.; POMEL, R.; AGUIRRE, E. & STEARNS, CH. (1987): **The recent marine quaternary of the Canary Islands**. *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*. CSIC, 10, pp. 283-305.

MITCHELL-THOMÉ, R.C. (1981): **Vulcanicity of Historic times in the Middle Atlantic Islands**. *Bull. Volcanol.* Vol, 441, pp. 57-69.

ORTIZ, R; ARAÑA, V. & VALVERDE, C. (1986): **Aproximación al conocimiento del mecanismo de la erupción de 1730-1736 en Lanzarote**. *Anales de Física*. Vol. 82, pp. 127-142.

ORTIZ, R. (1999): **Parámetros físicos de la erupción de 1730 en Lanzarote**. *Curso de formación de guías de turismo. Parque Nacional de Timanfaya*. Programa de formación ambiental. (Ministerio Medio Ambiente y Fondo Social Europeo, noviembre. s/p).

PASQUARÉ, G.; MARINONI, L. & PARESCHI, M.T. (1989): **Tectonics of Lanzarote**. *ESF Meeting on Canarian Volcanism*. Lanzarote, p. 77-79.

QUINTANA, P. (1993): **Coyuntura y economía en el primer cuarto del S. XVIII en Fuerteventura y Lanzarote**. *V Jornadas de Estudios sobre Fuerteventura y Lanzarote*. Tomo II. Servicio de publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura.

RODRÍGUEZ, E; VEINTEMILLAS, S. & CARRACEDO, J.C. (1994): **El edificio-isla de Los Ajaches: Episodios eruptivos y su evaluación petrogenética**, en García, A. & Felpeto, A. (eds): *In Memoriam Dr. José Luis Díez Gil*. Servicio de Publicaciones del Cabildo de Lanzarote. Serie Casa de Los Volcanes, 3. Cabildo Insular de Lanzarote, pp. 121-135.

ROLDÁN, R. (1966): **Fontes Rerum Canariarum XIV. Acuerdos del Cabildo de Fuerteventura. 1729-1798**. (Acuerdos del Cabildo del S. XVIII. Legajo 2º. Fol. 15), p. 290.

ROMERO, C; MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; QUIRANTES, F. & LUIS, M. (1981): **Morfología del sistema eruptivo de Timanfaya, Montañas del Fuego y Pico Partido**. *Anuario del Departamento de Geografía*. Universidad de La Laguna, pp. 64-85.

ROMERO, C. (1986): **Aproximación a la sistemática de las estructuras volcánicas complejas de las Islas Canarias**. *Ería*, 11, pp. 211-223.

ROMERO, C; QUIRANTES, F. & MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1986): **Guía Física de España I. Los volcanes**. Alianza. Madrid, p. 256.

ROMERO, C. (1987): **Comentario al mapa geomorfológico de la Isla de Lanzarote**. *Revista de Geografía Canaria*, 2, pp. 151-172.

ROMERO, C. (1989): **Aproximación a la evolución volcanomorfológica del Sistema Eruptivo de Timanfaya (1730-1736)**. *Meeting on Canarian Volcanism*, ESF. CSIC, pp. 234-236.

ROMERO, C. (1991a): **Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario**. S/C. Tenerife. Consejería de Política Territorial. Gobierno de Canarias. 2 vol, p. 1.463.

ROMERO, C. (1991b): **La erupción de Timanfaya (1730-1736). Análisis documental y estudio geomorfológico**. Secretariado de Publicaciones. Universidad de La Laguna. S/C. Tenerife, p. 136.

ROMERO, C. (1993): **Origen y evolución del relieve de Canarias**. *Geografía de Canarias*. Prensa Ibérica. Las Palmas de Gran Canaria. Tomo I, pp. 21-36.

ROMERO, C. (1997): **Crónicas documentales sobre las erupciones de Lanzarote**. Fundación César Manrique. Colección Torcus. Madrid, p. 167.

ROMERO, C.; YANES, A.; BELTRÁN, E. & DÍAZ, M.C. (1999): **La incidencia de los factores morfoestructurales en la configuración del sistema de drenaje de Tenerife**. *El territorio y su imagen*. AGE y Dpto. Geografía de la Universidad de Málaga. Vol. I, pp. 263-271.

RUMEU DE ARMAS, A. (1981): **Estructura socioeconómica de Lanzarote y Fuerteventura en la segunda mitad del S. XVIII**. *Anuario de Estudios Atlánticos*, 27.

SÁNCHEZ GUZMÁN, J. & ABAD, J. (1986): **Sondeo geotérmico Lanzarote-1. Significado geológico y geotérmico**. *Anales de Física. SERIE B. Física de los fenómenos volcánicos*, Vol. 82, pp. 102-109.

SANTANA, J.M. (1995): **Importancia social de los cereales en Canarias durante el Antiguo Régimen**. *IV Jornadas de Estudios sobre Lanzarote y Fuerteventura*. Tomo I. Historia. Servicio de Publicaciones del Cabildo de Lanzarote y del Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura. Arrecife, pp. 141-181.

SANTANA, J.R (1981): **1720: Motines en Lanzarote y Fuerteventura**. *IV Jornadas de Estudios sobre Lanzarote y Fuerteventura*. Tomo I. Historia. Servicio de Publicaciones del Cabildo de Lanzarote y del Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura, pp. 93-120.

TINKLER, K.J. (1966): **Volcanic Chronologie of Lanzarote (Canary Islands)**. *Nature*. Vol. 209, 5. 028, pp. 1.112-1.123.

TORRES, J.M. (1995): **El suelo como recurso natural: procesos de degradación y su incidencia en la desertificación de la isla de Fuerteventura**. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Edafología y Geología de la Universidad de La Laguna.

TRICART, J. (1977): **Précis de Géomorphologie II. Géomorphologie dynamique generale**. París. SEDES.

TORRIANI, L. (1978): **Descripción de las Islas Canarias**. Traducción, introducción y notas de Alejandro Cioranescu. Goya Ediciones. S/C. de Tenerife.

VIERA y CLAVIJO, J. (1982): **Noticias de la Historia General de las Islas Canarias. 1776**. Goya Ediciones. VIII Edición. S/C. de Tenerife.

VON BUCH, L. (1836): **Description Physique des Iles Canaries, suivré d'une indication des principaux volcans du globe**. Trad. De E. Boulanger. Leurault libraire-editeur. París, pp. 291-310.

WOHLETZ, K.H. & MCQUEEN, R.G. (1984): **Experimental studies of hydromagmatic volcanism**. *Explosive Volcanism: Inception, Evolution and Hazards. Studies in Geophysics*. National Academy Press. Washington, pp. 158-169.

WOHLETZ, K.H. (1993): **Hidrovolcanismo**, en Martí, J. & Araña, V. (eds.): *La vulcanología actual*. CSIC, pp. 99-195.

YANES, A. (1990): **Morfología litoral de las Islas Canarias Occidentales**. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de La Laguna, p. 208.

YANES, A.; LUIS, M. & ROMERO, C. (1988): **La entidad geográfica de las islas bajas canarias**. *Ería*, 17, pp. 259-269.

Agradecimientos

Este libro no hubiera sido posible sin la colaboración y ayuda de muchas personas. Quisiera dar las gracias por ello: a mi familia, Candela, Carmen y Juan Manuel, que generosamente han sabido renunciar a muchas horas de ocio. A M^a Eugenia Arozena, por la revisión del manuscrito original y sus acertadas sugerencias. A Javier Dóniz y Verónica Armas, por su paciente colaboración y su contribución en los interminables cálculos de la morfometría de la red hidrográfica y de los conos volcánicos, en la cartografía y en tantas otras cosas. A Moises Simancas, por compartir horas de trabajo y por su ayuda en temas de informática. A Luis García Cacho, por su apoyo en la lejanía y su inestimable colaboración. A Eva de León, por su paciencia. A mis amigos en Lanzarote, Luis Pascual y Joaquín Naverán, por su ayuda desinteresada, y sobre todo a Orlando Hernández, con quien he disfrutado las agotadoras, pero gratificantes, jornadas de recorridos por la isla.

Carmen Romero (marzo de 2001)

