

# ALGUNOS ASPECTOS GEOLOGICOS DE LA ISLA DE LA GOMERA

(ARCHIPIELAGO CANARIO)

P O R

HANS MAGNUS HAUSEN

## S U M A R I O

Introducción—El concepto de un basamento de la isla—Formación de la cobertera volcánica—La última fase volcánica en la cobertera extrusión de magmas sálicos alcalinos (fonolitas, etc.)—Los roques fonolíticos y traquifonolíticos—Estado descompuesto de las rocas de la parte basal de la isla—Ciclo de denudación en la cobertera de la isla antigua—Epoca de las grandes dislocaciones verticales.—Un nuevo ciclo de erosión con la formación de los barrancos.—Cambio del nivel del mar en el tiempo postglacial—El ataque del mar contra las costas—Conclusiones generales—Nota de agradecimientos—Referencias—Láminas con fotografías.—Mapa topográfico de la isla

## INTRODUCCIÓN.

En el año 1964 apareció un trabajo geológico-petrográfico sobre la isla de la Gomera, como tesis doctoral, de Telesforo Bravo, ahora catedrático de Petrografía en la Universidad de La Laguna, de Tenerife (véase la bibliografía). Los estudios míos en la Gomera durante los años 1950, 1963 y 1968, como también el análisis de mi material recogido en tiempo reciente, me ha despertado cierto interés por comparar los resultados y los conceptos emitidos por los dos. En este breve artículo deseo trazar las líneas fundamentales de la evolución geológica de la mencionada

isla, pequeña pero sumamente interesante, siguiendo también en las explicaciones el empleo de datos obtenidos por otros investigadores desde cincuenta años atrás.

La Gomera es una isla situada en la parte occidental del Archipiélago Canario y pertenece al grupo de 'las islas menores' (es decir, el formado por ésta y el Hierro y La Palma). Lo que más atrae el interés del geólogo en el caso de la Gomera no es el volcanismo moderno, pues faltan tales manifestaciones por completo, sino su estructura interior, revelada en los hondos barrancos. Ofrece la isla fenómenos geológicos de naturaleza complementaria en relación a las otras Canarias, y por eso merece un estudio detallado.

#### EL CONCEPTO DE UN BASAMENTO EN LA ISLA.

La idea de la presencia de un basamento o zócalo en la Gomera fue expuesta en el año 1925 por el alemán C. Gagel. El divide la estructura de la isla en dos partes fundamentales: un basamento 'muy viejo' descompuesto, y una cobertera volcánica sobreyacente, separada del anterior por una discordancia muy marcada. Esta cobertera, compuesta principalmente de basaltos frescos contrastando con las condiciones del basamento. En el conjunto basal existen bancos de diabasa e intrusivas plutónicas de una edad algo posterior.

Mientras que más tarde (1930), W. Müller, estudiando el material de Gagel desde puntos de vista geoquímicos, denegó el concepto de Gagel, T. Bravo, por su parte, ha seguido la idea de este último geólogo alemán. En su trabajo, Bravo dedica un capítulo especial a la geología y otro a la petrografía del basamento, y la cobertera aparece dividida por él en varios pisos estratigráficos, descansando, con una discordancia, sobre el basamento.

Hablando de un 'basamento' de una isla oceánica como la Gomera uno tiene naturalmente que darse cuenta de que lo que aparece en niveles sobre el mar no es más que una fracción de todo el cuerpo insular. ¡La parte submarina es la masa fundamental desconocida! En el caso de la Gomera esta parte bajo el nivel

cero alcanza un espesor de al menos 2.500 m., mientras que la masa de encima del mar no llega sino hasta c. 1.500 m. Hablando del 'basamento' tenemos que limitarnos a una fracción superior. Esta parte, para nosotros accesible, seguramente es diferente de lo que yace en las profundidades.

Ahora vamos a echar un vistazo a los componentes litológicos que forman la masa que hemos llamado el 'basamento'. Los afloramientos son grandes y bien accesibles, especialmente a lo largo de la costa norte hasta alturas de c. 800 m.

Hay aquí lavas, tobas, aglomerados y diques, todos penetrados por masas de rocas plutónicas granudas de composición básica o ultrabásica. El estado de conservación de todas estas rocas es muy variable, pero en general se puede decir que los procesos de destrucción interna han progresado hasta un alto grado. Las rocas mejor conservadas son indudablemente las intrusiones plutónicas, si no tomamos en cuenta los cambios que han ocurrido en tiempo subreciente por parte de la meteorización. La mayoría de los cambios internos son indudablemente de naturaleza juvenil (hidrotermal).

¿Cuáles son los elementos litológicos relativamente más viejos?, se puede preguntar. De lo que se puede ver entre los diques densamente colocados, aparecen lavas basálticas, tobas y aglomerados en posiciones variables, muchas veces poco inclinadas. Hacia arriba las masas piroclásticas se aumentan considerablemente. Se trata aparentemente de una formación basáltica que pertenece a alguna masa básica de profundidad.

Este conjunto volcánico estuvo posteriormente expuesto a muchas fracturas de varios rumbos e inclinaciones. No se sabe hasta ahora exactamente si pertenecen las fracturas a un cierto sistema volcano-tectónico o no. T. Bravo habla de una gran 'confusión' en este sentido. Las fracturas abrieron vías de surgimiento de magmas de la profundidad, formando así los diques, generalmente de composición básica o ultrabásica (lamprófiro).

Esta fase de penetración fisural fue seguida por otra de magmas básicos y ultrabásicos que penetraron las rocas volcánicas antiguas y los diques, como ya había demostrado C. Gagel (op. cit.). Siguiendo los afloramientos de estas rocas plutónicas granudas

uno puede averiguar que los tipos ultrabásicos se hallan en los cortes más profundos de los valles, mientras que los tipos gabroides y essexíticos afloran en niveles superiores (hasta en la parte culminante de la isla, "El Mulato", región de Garajonay). La mayoría de estas rocas de profundidad son de aspecto fresco, y no cabe duda que provienen del manto simático de la profundidad pasando una vía bastante larga a través de la parte basal de la isla. Durante tal desplazamiento se produjeron diferenciaciones dentro del magma primario hasta llegar a tipos essexíticos<sup>1</sup>.

En el conjunto que se ha llamado el 'basamento' se encuentran todavía numerosos diques e intrusiones de rocas sálicas alcalinas, siendo, sin duda, en los mejores casos, traquitas y bostonitas más o menos transformadas en caolín. Los grados de descomposición son varios e irregulares, pero en general se puede hablar de una descomposición regional. El proceso ha afectado también a los otros diques estrechamente colocados (basaltos, lamprófiro, etc.).

El geólogo, al visitar por primera vez la Gomera, y entrando en los valles profundos de las costas de barlovento, ve con sorpresa la frecuencia de estos diques blancos contrastando contra las masas negras de plutonitas básicas y de los diques oscuros en abundancia. Aparte de los diques, hay además en las partes profundas cuerpos intrusivos también, de colores claros. Rocas de colores de transición no se ven en ninguna parte. ¿De dónde provienen estos elementos litológicos ajenos en la "asamblea negra" de materiales básicos?, puede uno preguntarse con cierta razón.

T. Bravo (op, cit.) considera que los diques e intrusiones sálicas alcalinas provienen de fuentes totalmente diferentes de las rocas básicas y ultrabásicas, pero no da ninguna explicación sobre la formación de la fracción de magmas sálicos.

Es un hecho conocido de las demás islas Canarias que hay entre las estructuras de rocas básicas masas sálicas (en Gran Canaria hasta riolitas e ignumbritas). Las cantidades de tales magmas sálicos son tan grandes que no puede considerárselos como resultados de diferenciación de un magma parental básico (ba-

---

<sup>1</sup> Según investigaciones sísmicas recientes el límite superior del Manto subcrustal se encuentra en una profundidad de aproximadamente 14 kilómetros (Mac Farland y Rodley, 1968)

saltos, oceanitas). Hay que buscar un material primario sálico que debe haber sufrido anatexis en la profundidad.

Por ello yo, prescindiendo de las especulaciones de diferenciación magmática, he imaginado la presencia en el fondo del mar de una capa de arrastres provenientes del este. Sobre tal capa descansan las Canarias. Esta capa sedimentaria, cubriendo el declive continental y descansando inmediatamente encima de la costra terrestre (Sial), forma el verdadero basamento del Archipiélago. Los magmas que han surgido de las profundidades han pasado a través del Sial y de la capa sedimentaria con sus productos ricos en arenas cuarzosas saharianas. En tales niveles de penetración hubieran sido anatexis, con creación de magmas sálicos ricos en gases. De vez en cuando estos magmas anatéticos han surgido a niveles superiores causando efectos hidrotermales.

A pesar de su alta frecuencia en el basamento, estas intrusiones de rocas sálicas alcalinas pertenecen a un período volcánico posterior al que vamos a tratar más adelante. Los he mencionado en esta conexión por haber sido considerados por Gagel como típicos de 'el basamento'. En cierto modo este geólogo tiene razón en eso; con su estado descompuesto y con sus colores blanquecinos producen un aspecto especial en las partes bajas del terreno rocoso. Sin embargo, Gagel no habla de diques traquíticos, sino de "bancos" caolinizados.

Hemos hablado hasta ahora de un 'basamento' aflorando en las partes bajas de los valles y en la costa norte. Debajo del nivel del océano indudablemente hay masas de rocas básicas, plutónicas, como también volcánicas, juzgando por lo que se conoce en otras islas del Archipiélago, especialmente en Fuerteventura. La composición de las plutónicas oscilan entre peridotitas, pyroxenitas y gabros alcalinos hasta essexitas. Pero es probable que en niveles relativamente más altos se aumenten las volcánicas, tal vez en estado de lavas de almojadas (espilíticas), consolidadas en el fondo del mar. Tales lavas aparecen en el fondo de la gran caldera en La Palma, como se sabe ya de investigaciones anteriores. Estas lavas submarinas van continuando hacia arriba con lavas supramarinas junto con sus aglomerados y tobas.

Estos magmas debajo de la costra terrestre, de composición

peridotítica y olivino-basáltica (oceanítica) provienen seguramente del manto simático, como todo el conjunto de semejantes plutonitas y volcanitas en las otras Canarias<sup>2</sup>.

Sitios de anatexis del magma gabroide puede considerarse en profundidades correspondientes a la costra de Sial y de la capa sedimentaria del declive continental. El surgimiento de tales magmas siálicas es un signo de la cercanía del gran continente africano, y tales rocas infunden a las Canarias un carácter especial en el océano: son islas subcontinentales.

Hay, pues, un basamento, pero con exclusión de varios componentes como plutonitas básicas y traquitas, etc.

#### FORMACIÓN DE LA COBERTERA VOLCÁNICA.

Ahora dejamos hasta más adelante el hablar del conjunto de rocas del basamento, y ascendemos a niveles de varios cientos de metros más arriba para estudiar las formaciones de tableros, principalmente basálticos, a lo que se llama, con buena expresión española, la cobertera. Estas capas volcánicas cubren las rocas inferiores, abigarradas y algo blandas, con un techo duro en posiciones casi horizontales.

La expansión de las capas volcánicas superiores de la isla pertenece a los períodos de construcción de un *volcán escudiforme* de gran extensión, que, con el tiempo, seguramente cubrió una superficie mucho más larga que la de la isla actual. Eso quiere decir que el fundamento sobre el que las lavas de la cobertura se expandieron también tenía un área considerablemente más grande que la de la Gomera actual. Como vamos a ver, hay que suponer la presencia de una fase de grandes dislocaciones que redujeron las dimensiones de su área.

T. Bravo (op. cit.) ha dividido la cobertera en varios pisos: "basaltos antiguos", "basaltos horizontales" y "basaltos subrecientes", con un piso más superior constituido por lavas y tobas sá-

---

<sup>2</sup> Se ha encontrado últimamente lavas de almohadillas en la costa noroeste de Gomera (A. Cendrero, 1967)

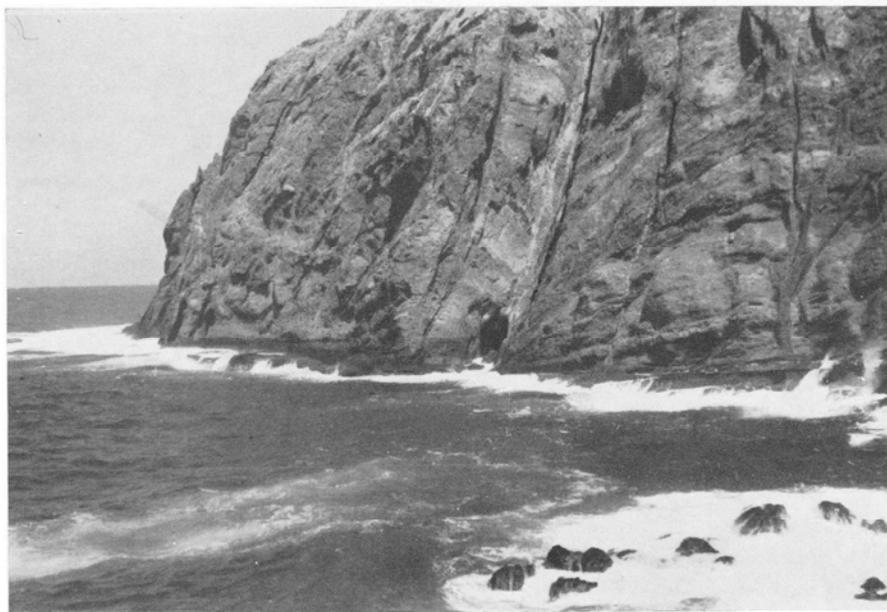


Fig. 1.—Acantilado de la costa de barlovento al este de la playa de Valle Hermoso. Malla de diques lamprofúricos cortando basaltos amigdaloides y tobas.



Fig. 2.—Afloramiento de traquita blanca en una capa superficial tapando basaltos de la cobertura. Al este de Montaña Calvario de Alajeró. Parte sur de la Isla.



Fig. 1.—Roque del Cano, chimenea volcánica antigua llenada con lava fonolítica, posteriormente aislada por la erosión. Vista hacia el oeste. Ladera este de Valle Hermoso.

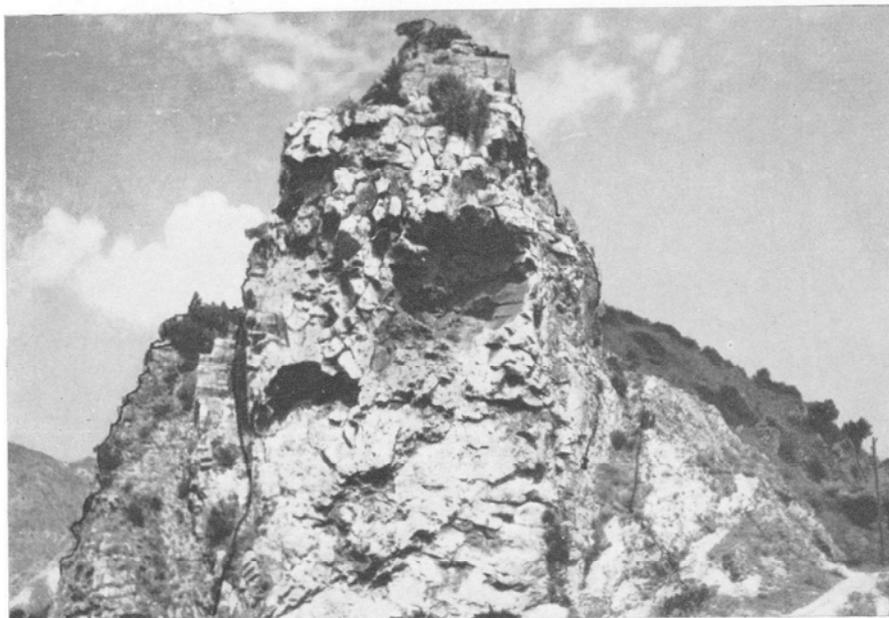


Fig. 2.—Pitón de fonolita breccioide, una chimenea volcánica diminutiva penetrando entre los diques verticales. Divisoria al este de Roque del Cano. Ladera este de Valle Hermoso.



Fig. 1.—Restos de chimeneas volcánicas basálticas. San Sebastián, afuera del muelle.

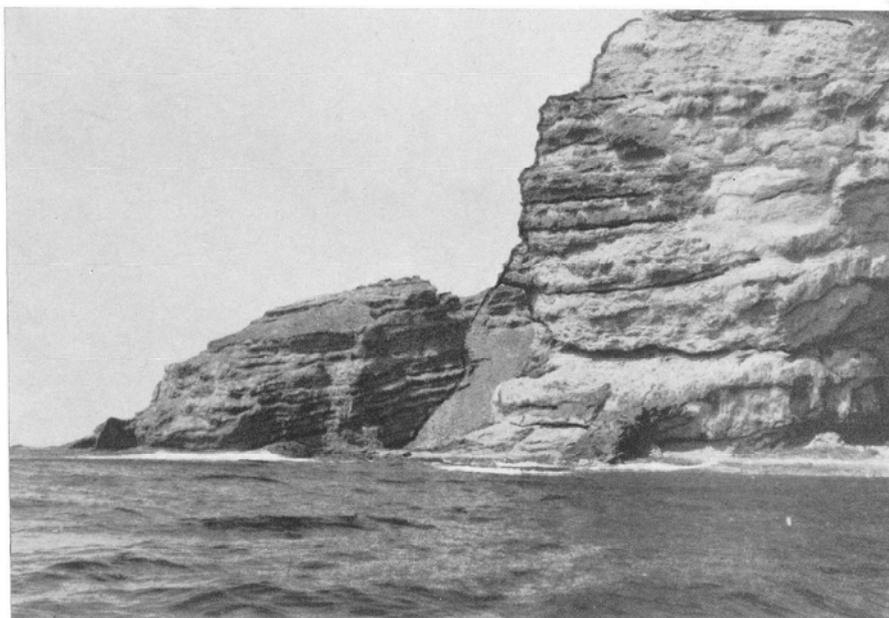


Fig. 2.—Parte de la costa oeste de la Isla al norte de Punta de la Calera, con perfiles casi verticales en la serie basáltica de la cobertura. Extensión de los bancos lávicos hacia el mar bruscamente cortada, primeramente por fallas, después por la acción marina.

licas alcalinas. Tal división se funda en condiciones estratigráficas (con discordancias) más bien que en criterios petrográficos-petroquímicos. En este último sentido todavía hacen falta más datos necesarios.

Empezando desde abajo en la cobertera, hay que suponer la existencia de un plano de discordancia, tal como había imaginado C. Gagel (op. cit.). Indudablemente, hay restos de tal plano estratigráfico, aunque difícil de seguir en grandes distancias. En otro caso no se podría suponer la expansión tan extensa de las lavas del volcán escudiforme que formó la cobertera.

Fijar el sitio de un cráter central de tan gran volcán escudiforme no es posible, a causa de la destrucción por la erosión en tiempos posteriores. Más probable será que las efusiones procedieron de grandes fisuras, y una tal parece que atraviesa toda la isla de este a oeste.

La emisión de lavas basálticas alcalinas y de sus tobas y aglomerados fue un proceso de larga duración. Al principio se acumularon grandes masas de aglomerados, intercalados con capas de lavas basálticas que habían llegado arriba por vía de diques. Más tarde las lavas aumentaron más y más, banco encima de banco en grandes sucesiones, formándose con el tiempo un volcán basáltico escudiforme. El proceso de erupciones fue interrumpido varias veces por dislocaciones en esta cobertera en construcción, y así se formaron discordancias. Por eso las sucesiones concordantes de lavas y tobas no son generalmente de muy gran espesor, pero sí abundantes, y hay localidades donde se pueden contar de 30-40 capas de lavas en una sucesión, como en la región de Valle Gran Rey. Las capas lávicas son, en parte, muy delgadas, de un par de metros o menos. Pero ocasionalmente hay también bancos de alrededor de diez metros, con repartición columnar muy regular.

Bravo (op. cit.) ha registrado informaciones sobre la composición mineralógica y química de las lavas basálticas, pero estamos todavía lejos de datos completos sobre los cambios de composición en el curso de efusiones desde la base hasta arriba. Hay lavas picroíticas, oceanitas, basaltos alcalinos (tefuritas, basani-

tas) y más arriba traquibasaltos (traquidoleritas) de composición essexítica. La mayoría de estas lavas surgieron por vías de fracturas a través de los aglomerados basales. Pero, aparte de esos, el magma subió también en forma de intrusiones largas, quedando en varios niveles y consolidándose como rocas plutónicas granudas. Así se formaron peridotitas y pyroxenitas en niveles bajos, junto con gabros y gabroessexitas, mientras que las essexitas se consolidaron en las partes altas de la isla, probablemente como focos volcánicos de las lavas traquibasálticas (Alto de Garajonay-“El Mulato”). La mayoría de los afloramientos de las rocas ultrabásicas granudas se ven en los fondos del sistema de drenaje de Vallehermoso, donde probablemente representan las apófisis de cuerpos magmáticos más grandes en la profundidad. El origen de estos magmas tiene que buscarse, como ya he mencionado, en regiones subcostrales, bajo la falda continental submarina. Podemos constatar que estas rocas plutónicas básicas y ultrabásicas están en conexión geológica con los diques y con las lavas que se acumularon poco a poco, formándose, al fin, el gran volcán escudiforme, a lo que llamamos la cobertera basáltica de la isla.

Por eso aquellas rocas granudas no pertenecen al basamento, sino a un período algo posterior, y están en relación intrusiva con las propias rocas del fundamento de la isla.

Hemos hablado siempre del gran volcán escudiforme basáltico. Conos adventicios basálticos, como los de La Palma y el Hierro, faltan casi completamente, y deben pertenecer a un período posterior. Son muy raros los restos de volcanes adventicios en la Gomera, lo mismo en la costa sur que en la costa este. Los últimos han sido, en su mayor parte, destruídos por el oleaje del mar.

Del gran volcán escudiforme de la Gomera solamente la mitad sur se ha conservado en sus partes principales; la mitad norte ha desaparecido, quedando solamente algunos restos aislados (la mayor parte en el sector noreste).

## LA ÚLTIMA FASE VOLCÁNICA EN LA COBERTERA: EXTRUSIÓN DE MAGMAS SÁLICOS ALCALINOS, FONOLITAS, ETC.

Con la terminación de efusiones basálticas (los traquibasaltos), el gran volcán escudiforme ya estaba completo. A continuación se inició una nueva fase volcánica, no de naturaleza 'central', sino adventicia. Aparecieron numerosos centros de erupción, de donde salieron lavas sálicas alcalinas, ricas en gases. Era realmente un cambio brusco. Sitios de erupción se señalan por la presencia de roques o pitones, chimeneas volcánicas rellenas con lavas y, posteriormente, aisladas por la erosión. Todos los productos emitidos de tales chimeneas en varias partes de la isla posteriormente han sufrido modificaciones por las acciones atmosféricas, dejando capas aisladas de lavas de cierta extensión mesetiforme, "fortalezas" y pitones, a veces también "taparuchas" (diques). Parece que tales conos volcánicos sálicos alcalinos estaban constituídos principalmente por materiales blandos: tobas, aglomerados e imbritas, todos de poca resistencia contra la erosión. Originalmente los conos fonolíticos eran de seguro de un volumen acentuado, con altura que sobrepasaba largamente la del roque de la chimenea restante.

En sus excursiones por la isla el autor ha constatado que las lavas fonolíticas tienen una extensión por las cumbres que alcanza áreas bastante más grandes que las que T. Bravo (op. cit.) ha indicado en su mapa geológico. Así, en el oeste, entre Vallehermoso y Valle Gran Rey, hay una meseta cubierta por laurisilva y matorrales, formada en gran parte de fonolitas, apareciendo en el sur hasta Arure, por no hablar de otros sectores de la isla. Por su parte, L. Fernández Navarro llegó a la conclusión de que la isla de la Gomera, en su masa principal, está constituída de fonolitas, y que los basaltos la cubren superficialmente. La posición mía, pues, tiene un carácter intermediario. Tal concepción de Fernández Navarro se explica seguramente por las impresiones que él había obtenido dentro del sistema de drenaje de Vallehermoso, donde abundan las rocas sálicas.

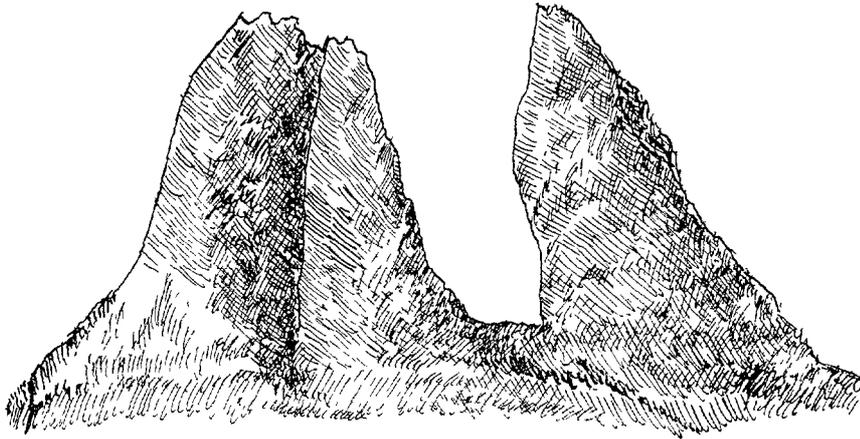
Todas las efusiones en la cumbre de la isla tienen, naturalmente, sus raíces en las chimeneas de los roques y en ciertos diques grandes que se pueden seguir hacia abajo en el basamento. Hay además capas laccolitas intercaladas entre los bancos basálticos de la cobertera, donde la erosión en los barrancos los ha revelado; también los hay al lado de los acantilados de la costa sur. Un levantamiento geológico de todos los afloramientos de estas clases de rocas sería una tarea muy laboriosa a causa de las tierras de meteorización y por la vegetación densa que domina los terrenos de la cumbre.

Podemos constatar que la última fase vulcanológica de la isla, con sus materiales sálicos alcalinos, es de gran importancia estructural.

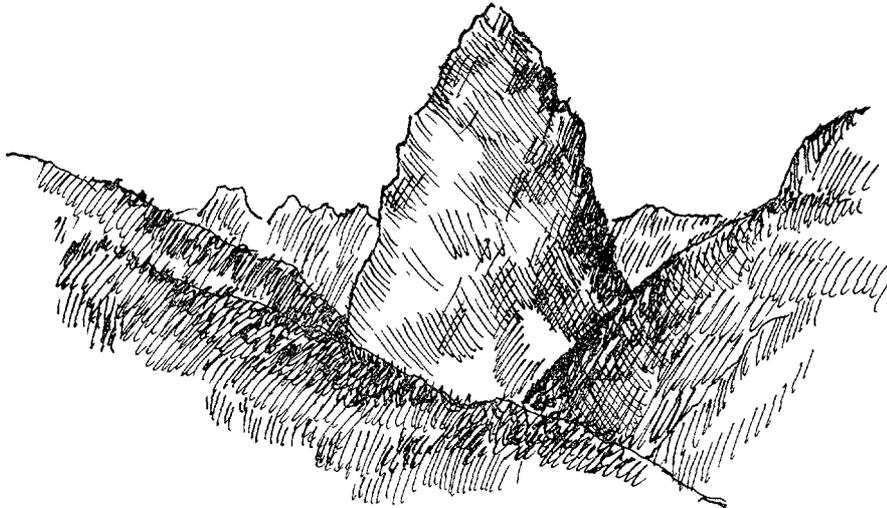
#### LOS ROQUES FONOLÍTICOS Y TRAQUIFONOLÍTICOS.

Aunque los roques representan fenómenos-formas, que se explicará mejor en el apartado sobre erosión, vamos a tratarlos aquí brevemente desde el punto de vista vulcanológico, por ser típicos de las lavas sálicas alcalinas viscosas, tan diferentes de las lavas basálticas. Estos pitones fueron ya mencionados por L. Fernández Navarro (1918), y más tarde, C. Gagel (1925) consiguió informaciones adicionales. Este fijó también los roques en su mapa geológico que acompaña su trabajo. T. Bravo (1964) ha dedicado mucha atención a los roques y fijado detalles sobre la petrografía de las rocas que los componen.

Como ya hemos indicado, los roques representan rellenos de lavas en las chimeneas volcánicas verticales que han perforado toda la cobertera de la formación basáltica. Uno puede, sin embargo, darse cuenta, en los sitios por donde han emergido estas lavas, que generalmente son tobas o aglomerados blandos, y no lavas basálticas. Un vistazo al mapa geológico revela que la mayoría de los roques se encuentra en el centro y en los sectores del norte, mientras que las faldas del sur están casi libres de esos roques; aquí dominan las capas basálticas del volcán escudiforme.



1. Roques de San Pedro de Hermigua. Pitones indicando chimenea doble de fonolita. Vista desde el este.



2. Roque de Agando, el más alto de la "Familia de roques" del centro de la isla. Vista desde el sur (Ermita de San Juan) (Dibujo del autor)

Estudiando los monolitos con más atención se ve que en las masas hay una repartición columnar conforme con las paredes (de contacto con las rocas anteriormente encajantes). A veces las columnas convergen hacia arriba, es decir, hacia un nivel donde existía al principio el cráter del volcán. En otros casos la masa del relleno fonolítico se ha transformado en una *breccia* eruptiva, un signo de gran viscosidad de la masa en movimiento hacia la cima del volcán (compárese con las figuras 1 y 2, lámina II).

La forma más o menos cilíndrica de los pitones habla en favor de erupciones estrictamente puntuales y no de forma fisural, como en el caso de los basaltos. Por eso las erupciones fonolíticas tienen el carácter adventicio colocado encima del gran escudo basáltico de erupción central.

Por la constitución relativamente blanda del cono fonolítico (o traquifonolítico) se viene en conocimiento de que los materiales alrededor de la chimenea llena por lavas pronto fueron destruídos y quedó solamente la masa cilíndrica como un testigo de lo que antes existía: un volcán de aspecto señalado. En varios casos la denudación alrededor de la chimenea ha progresado en tal forma que el monolito ha permanecido solo, sin restos de productos rodeantes de esta clase de lavas o tobas. En lugar de éstos se ve un terreno antiguo de rocas basales, más o menos descompuesto y muy cortado por la erosión. Un ejemplo excelente de tal caso representa el Roque del Cano en medio de Vallehermoso (véase figura 1, lámina II). Para atender lo que ha desaparecido alrededor de este roque por la erosión hay que mirar 'la centinela' de Vallehermoso desde el oeste.

Otros casos casi iguales se ven, entre 'la Familia de los Roques', en el centro de la isla; un espectáculo tan singular que no tiene parecido en las otras Canarias. Más imponente es el roque hacia el sur, Agando (véase figura del texto 1), con su aspecto audaz, mientras que Roque Ojila es de una forma más robusta. Aquí hubo un verdadero centro de erupciones de magmas sálicos y de aquí se expandieron los productos en varias direcciones.

En el Valle de Hermigua, aguas más arriba, se levantan, encima de una divisoria secundaria, los Roques de San Pedro (véase figura en el texto 2). Se encuentran en una espina de aglomerados

blandos y se levantan como torres de una iglesia gótica, completamente aisladas de sus lavas anteriormente existentes. Aquí también se produce una impresión honda del vigor de la erosión, que ha dejado estos monumentos de un terreno desaparecido en medio de un paisaje de barrancos hondos.

El fenómeno de roques no es una cosa única para la Gomera. Hay, como sabemos, ejemplos de los tales en otras islas Canarias: en Tenerife (Anaga), en Gran Canaria y en Fuerteventura; recientemente también he visto roques en la parte sur de La Palma. En todos estos casos se trata de las mismas clases de rocas, y siempre las chimeneas han perforado una formación de basaltos.

#### ESTADO DESCOMPUESTO DE LAS ROCAS DE LA PARTE BASAL DE LA ISLA.

Una manifestación geológica que enseguida llama la atención al que por primera vez visita los valles del norte, y especialmente Vallehermoso, es la descomposición de las rocas en niveles bajos y en las faldas de los barrancos cuesta arriba hasta el límite de la cobertera, formada por bancos lávicos más frescos. Los elementos litológicos más afectados por descomposición son los diques y masas intrusivas pequeñas de rocas sálicas: bostonitas, traquitas y traquifonolitas. Estas rocas han sido muchas veces convertidas en caolín, y manifiestan su presencia por su color blanco. Los diques básicos son también atacados, apareciendo en estado ferruginoso. Debido a esas alteraciones *regionales* todo el conjunto de las rocas basales se han convertido en una masa algo blanda, de poca resistencia contra la erosión. Se puede decir que el ahondamiento de Vallehermoso es directamente un resultado de tales condiciones litológicas.

C. Gagel (op, cit.) llamó por primera vez la atención sobre estos fenómenos y declaró que aquí tenemos un basamento "muy viejo" descompuesto. W. Müller (1930), que examinó químicamente algunas muestras de Gagel para comprobar la opinión de éste, llegó a la conclusión de que la descomposición profunda a que aludía Gagel no es más que una alteración superficial ordi-

naria. T. Bravo (op. cit.) no se ocupa de esas controversias. Yo por mi parte quiero manifestar que Gagel indudablemente tenía razón, y que Müller se ha equivocado, como parece, debido al material insuficiente de que dispuso y que fue mal elegido. Hay realmente una alteración muy penetrante y no tiene nada que ver con la meteorización. Es, como creía ya Gagel, resultado de efectos hidrotermales, pasando por todo el conjunto basal hasta alturas de la cobertera. Los gases y las aguas juveniles han seguido al parecer las intrusiones del magma sálico alcalino. Al mismo tiempo surgieron gases sulfúricos causando cristalización de pirita, mencionada ya por Bravo (op. cit.). Las muestras de rocas alteradas recogidas por mí no han sido examinadas todavía en el laboratorio.

Un estudio algo más detallado dentro del bolsón de drenaje de Vallehermoso es de mucho interés, como también en las faldas del oeste de la divisoria (región de Tazo y Alojera). Los diques traquíticos, bostoníticos, etc., se destacan de lejos por su color blanco, dejando siempre la superficie limpia de vegetación. El grado de caolinización alcanza a veces un estado tan completo que se puede cortar la masa con el cuchillo. Dentro de los barrancos existen eminencias en los terrenos de traquitas medio alteradas, y por eso tienen alguna mayor resistencia. Sospecho que existieron en tiempo anterior (en el curso de las excavaciones por el agua torrencial) masas grandes de caolín que han sido completamente destruidas y llevadas hacia el mar. Lo que ha quedado del conjunto de las rocas son las partes algo más resistentes. Pero no hay que rechazar la posibilidad de que en el interior de algunas "sillas" de degolladas, donde el agua no ha tenido tiempo suficiente de atacar, el caolín puro ha permanecido escondido en ciertas cantidades. Son los elementos litológicos sálicos alcalinos los que siempre han sufrido esta alteración, no los diques y las lavas básicas, como creía Gagel (op. cit.). Los afloramientos de rocas básicas granudas plutónicas tienen un aspecto algo más fresco, aunque a veces hayan sufrido una desintegración mecánica. En la región de Alajeró, en el oeste, hacia el mar, he visto grandes masas de piroxenitas (atravesadas por diques blancos de traquita o bostonita caolinizada) que se han convertido en una are-

na de cristales de piroxeno. De vez en cuando el agua torrencial ha llevado esta materia suelta cuesta abajo hacia la costa, donde se ha acumulado una arena negra formando una playa. La corriente costera de norte a sur, producida por los alisios, ha transportado el material hacia la desembocadura de Valle Gran Rey, donde se ha acumulado en la playa del Inglés, en una gran anchura al pie de los acantilados de la América.

El origen de las profundas y extensas formas de erosión en Vallehermoso pueden explicarse por este modo de ruptura de la estructura débil caolinizada. En el Valle de Hermigua las condiciones son algo diferentes: aquí son las potentes masas de tobas y aglomerados las que han ayudado el trabajo de erosión, quedando resultados algo parecidos.

#### CICLO DE DENUDACIÓN EN LA COBERTERA DE LA ISLA ANTIGUA.

A la terminación de la actividad volcánica, que produjo todas las variedades de rocas sálicas alcalinas en las formas de una superestructura encima del volcán escudiforme basáltico, parece que siguió un tiempo de calma endógena, que fue cuando los agentes de meteorización y de aguas corrientes trabajaron sobre la isla antigua, de una elevación relativamente baja, pero con relieve desigual. Los volcanes fonolíticos fueron atacados y poco a poco destruidos. Se formaron sistemas de drenaje, arrastrando los materiales sueltos al mar. Al fin la fisonomía de la isla cambió en una cierta monotonía, interrumpida por varios roques de fonolitas y "fortalezas". En los bolsones del centro se acumularon arenas y limos, pero la mayor parte del material de arrastre desapareció en el mar. La fisonomía actual de la cumbre todavía conserva rasgos del drenaje antiguo, con valles de poca profundidad y orientaciones diferentes de la red actual de barrancos.

Los roques y las "fortalezas" son pues los testigos de esta fase de denudación.

## EPOCA DE LAS GRANDES DISLOCACIONES VERTICALES.

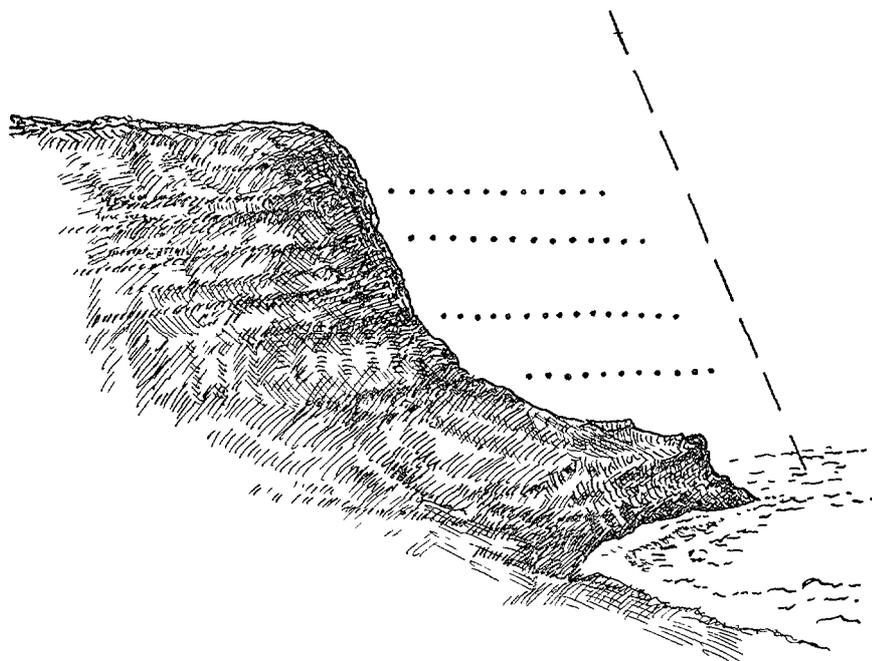
Terminó al fin el tiempo intermitente de la denudación sobre la isla con disturbaciones interiores, de tal modo que partes periféricas se hundieron en el mar, y el trozo de la isla restante se elevó a ciertas alturas. Se formó un *horst* de posición algo inclinada al sur. Toda la superficie de denudación fue elevada a alturas de c. 1.500 m. máx. El tiempo de estas disturbaciones fue al parecer al final del Plioceno. La consecuencia de tales dislocaciones fue el comienzo de una erosión energética que cambió otra vez la fisonomía de la isla (véase abajo).

A pesar de estas dislocaciones el vulcanismo no se manifestó de nuevo, y, como hemos dicho, la Gomera carece de volcanes más modernos.

La Gomera quedó limitada, en el norte por un sistema de fallas con rumbo ONO-ESE; en el oeste por una línea de fracturas orientada en N-S, y lo mismo se puede quizá decir de la costa este. En el gran sector del sur parece que se ha conservado el límite del antiguo volcán escudiforme con su línea arqueada (véase el mapa (pág. 19). L. Fernández Navarro (1918) suponía que la Gomera antiguamente tenía conexión con Tenerife, y que el estrecho del mar, con su anchura solamente de 26 km, puede considerarse como un graben (?). En realidad la morfología y geología de la península de Teno, en Tenerife, tiene un aspecto bastante semejante al de la Gomera adyacente.

Con el levantamiento del bloque insular, éste tomó una posición inclinada al sur. Tal estilo de disturbaciones parece ser bastante común en las Canarias, ya que todas han sido afectadas por movimientos iguales de hundimientos y levantamientos.

Es claro que en los tiempos actuales no se pueden localizar las fallas de las dislocaciones por las costas: el ataque del mar ha absorbido muchas partes del ala levantada del bloque insular. Es, sin embargo, fácil imaginarse una prolongación de las capas lávicas de la cobertera en la costa norte en tiempos anteriores a las dislocaciones (como se ve en la figura del texto 3). En Agulo, sin embargo, se presenta una rara ocasión de observar el efecto inmediato de los hundimientos de la costa antigua. encima del pueblo



3 Terminación abrupta de la cobertura basáltica en la costa norte Risco de Roque (557 m) al oeste de la Playa de Hermigua. Vista hacia Agulo La serie de capas basálticas casi horizontales está cortada por fallas con un conjunto basal de diques en la parte baja de falda más suave La carretera general pasa cerca del nivel de la base de la serie basáltica

hay una escarpadera de varios centenares de metros, cortando, como si se hubiese hecho con un cuchillo, la continuación de un valle antiguo en la superficie elevada, en el sitio donde se ha construido recientemente una presa del Cabildo.

#### UN NUEVO CICLO DE EROSIÓN CON LA FORMACIÓN DE LOS BARRANCOS.

Anteriormente hemos caracterizado un régimen de denudación que afectó a la isla antes de las perturbaciones verticales. Pero es importante el constatar que luego siguió otro régimen de denudación y erosión como consecuencia del levantamiento de la isla.

Los ataques más penetrantes de la nueva erosión se acentuaron naturalmente en la costa de barlovento, en parte por causa de la gran diferencia en alturas de la falda, en parte por el clima más húmedo (bajo la influencia de los alisios del norte). Desde la costa la erosión avanzó más y más hacia el interior, con su frente de escarpaduras, conquistando la antigua superficie de la cumbre. Son dos los sistemas de drenaje tan destructivos en el norte: Valle de Hermigua y Vallehermoso. En ambos casos se han formado ciertas "calderas de erosión", como dice C. Gagel (op. cit.). La cobertera ha desaparecido aquí casi por completo, quedando solamente en algunos promontorios entre los valles.

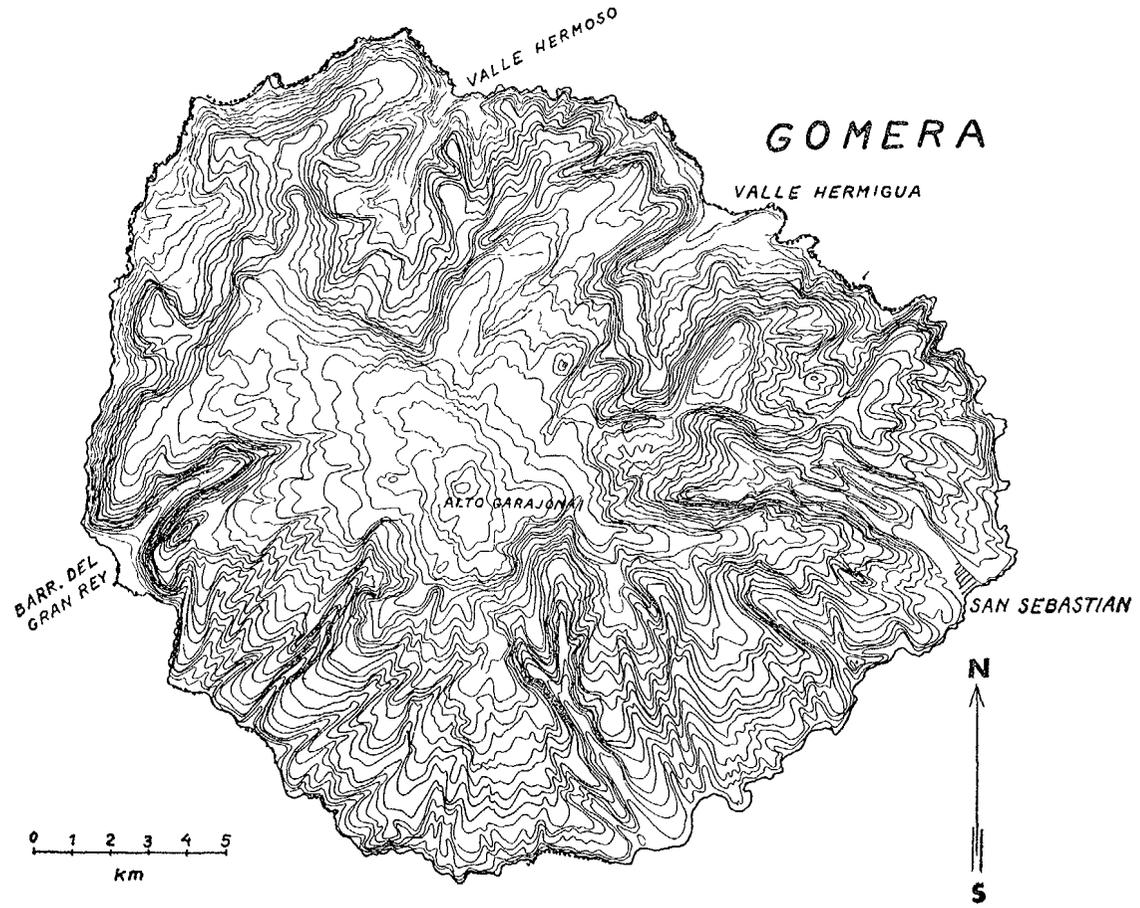
En otros sectores de la isla la erosión ha sido más lineal, creando cañones de orientación radial, saliendo del centro de la isla. Hay, sin embargo, barrancos con cursos más estrechamente controlados por fallas.

La causa del alto grado de erosión en las costas del norte hay que buscarla en la composición de las partes bajas de la isla que están formadas, como hemos visto, por varios elementos litológicos de poca resistencia, lo mismo contra el agua corriente, que contra la meteorización.

En toda la parte del sur de la isla la red de drenaje está, como se ha dicho, arreglada según un sistema radial. Este estilo de orientación pudo ser originado, ya en época antigua, por valles poco profundos. Por levantamiento, estos valles han sido transformados en barrancos hondos, cortando toda la serie de los basaltos. Entre estos cañones, la superficie de la cobertera aparece como planicie suavemente inclinada hacia el mar.

Hay algunos casos en que la erosión ha sido dirigida por líneas tectónicas. Son principalmente tres los valles tectónicos: Valle Gran Rey, Barranco de Santiago y Barranco de la Villa.

El Valle Gran Rey, con un largo de 6 km. y una profundidad de 800-600 m., está casi completamente colocado en la serie basáltica, que aquí muestra un espesor imponente. Todo el aspecto del valle habla en favor de un origen tectónico. El curso es rectilíneo, la cabecera es abrupta, como un circo, y el fondo ancho (al pie de las laderas relleno por arrastres). Antiguamente el valle recibió aguas de arriba por caídas, como se deduce de la gran cantidad de enormes bloques redondeados en el medio del circo de la



cabecera. La prolongación del valle hacia el oeste ha sido cortada bruscamente por fallas, que han determinado las paredes de la costa actual del oeste. Cuando se formó esta fosa tectónica honda, el antiguo drenaje de la meseta de Arure fue desviado en tal modo que la fosa capturó el río de Arure. La parte baja de este valle se transformó en un cañón hondo: un caso de rejuvenecimiento.

El Barranco de Santiago, el más grande del sur, con un largo de 10 km., es también un valle tectónico, hondo, cortando toda la serie de basaltos desde el centro de la isla. La naturaleza tectónica se deduce ya de la presencia de una cabecera-anfiteatro y del perfil longitudinal muy suave (sin saltos). Este origen tectónico no excluye, sin embargo, erosión por las laderas y alrededor de la cabecera, la cual es bastante vigorosa. Por eso el fondo del valle está relleno por gravas en toda su longitud. La desembocadura del barranco es larga, con gravas y arenas formando una playa, donde está situado el pueblo de Santiago.

El tercer valle tectónico es el Barranco de la Villa, con su tributario el Barranco Aguajilva. La ladera izquierda del valle es muy rectilínea, faltando por completo tributarios, y lo mismo se puede decir (excepto en algunas irregularidades) de la ladera derecha. El fondo está relleno por gravas de un espesor considerable, alcanzando cerca de San Sebastián hasta 40 m. Este valle corta bruscamente toda la serie de lavas de la cobertera en este sector de la isla. La parte superior de este drenaje se llama Barranco de La Laja, que es un barranco ordinario con su cabecera acercándose a "la Familia de los Roques".

Es de cierto interés el estudiar detalladamente la región de las cabeceras de estos dos últimos valles tectónicos (Barranco de Santiago y Barranco de la Villa). Se trata de una divisoria relativamente baja, aunque situada en el centro de la isla. La erosión de la cabecera de los dos valles corta la divisoria formada de materias blandas; pero en la misma línea de aguas se encuentran cuatro roques de fonolitas de mayor resistencia. El resultado sigue siendo el de portillos naturales entre los monolitos, que se van rebajando poco a poco, hasta que en un futuro no lejano los dos valles se unan prácticamente por tales puertas de erosión. La isla quedará entonces dividida en dos partes, una mayor en el oeste-noroeste y otra en el SE.

Hay algunas otras divisorias de aguas que se han formado en tiempos no muy remotos del Cuaternario. Una es la alta espina muy escarpada de los Carboneros (945 m.), que separa el Barranco de la Villa del Valle de Hermigua. Anteriormente ésta cortó casi completamente la comunicación entre San Sebastián y el Valle de Hermigua, pero ahora un túnel de 750 m. de largo atraviesa la base de este obstáculo. Degollada de Carboneros es el nombre de esta divisoria (que estaba atravesada por una senda bastante peligrosa). Aquí la montaña está construida por basaltos, una continuación de la gran escarpada de los mismos volcanes que constituyen la alta ladera este del Valle de Hermigua. La divisoria va a romperse en tiempos no muy lejanos, de tal modo que se va a formar una espina más suave.

Otra divisoria destacada se halla al oeste de Vallehermoso, separando este valle de la región de Tazo, en el oeste de la isla. Anteriormente la esquina aquí se formó de un brazo de la meseta grande del oeste (Marzagán), pero la erosión se ha comido mucho de las "fortalezas", situadas por esta divisoria, quedando solamente unos restos. Con el tiempo este ramo topográfico va a desaparecer.

De manera general se puede decir que la isla de la Gomera se encuentra en un estado poco avanzado de destrucción erosiva, aunque da la impresión de cierta vejez por causa de la falta de vulcanismo moderno.

#### CAMBIOS EN EL NIVEL DEL MAR EN TIEMPO POSTGLACIAL.

Anteriormente hemos señalado una fase de dislocaciones verticales que ha sufrido la isla en la época pre-Cuaternaria. Pero debe además considerarse otra clase de cambios del nivel cero de la isla; es decir, los cambios eustáticos del nivel del océano mundial. Las últimas alteraciones dependen, como se sabe, de los cambios en la cantidad de hielos continentales durante el tiempo Cuaternario. En el caso de la Gomera, estos cambios eustáticos de nivel no han sido seguidos en el campo todavía y apenas se reconocen restos de líneas elevadas de la costa por la destrucción continua del oleaje. Hay, sin embargo, un signo de aumento del agua

en el océano, al parecer en el tiempo postglacial: el relleno de los fondos de los valles con gravas, hasta espesores de varias decenas de metros. Tales rellenos deben ser el resultado inmediato de una migración de la costa-playa en sentido positivo.

Estudiando el Barranco de la Villa en su curso inferior se puede constatar la presencia de tal acumulación de gravas por el fondo del valle. El espesor del relleno en la parte baja del valle (un kilómetro encima de San Sebastián) es de c. 40 m. Aquí se ha abierto un pozo para explotar el agua potable de una corriente subterránea que recorre el valle. Estas gravas provienen en gran parte del curso superior del valle, que se llama Barranco de La Laja y que es un barranco ordinario de erosión.

En el curso inferior de los valles grandes de la costa norte se observan también acumulaciones grandes de gravas, formando planos de deltas rudimentarias, en niveles sucesivos hacia la playa actual. En Vallehermoso el río principal ha cortado los rellenos superiores con un cañón; un rejuvenecimiento de relleno ha sido producido por la recesión de la línea del mar (del nivel cero). Tales deltas levantados pertenecen, naturalmente, a una fase anterior cuaternaria de carácter negativo de cambio de nivel.

Grandes acumulaciones hay también en el Barranco de Santiago.

#### EL ATAQUE DEL MAR CONTRA LAS COSTAS.

La abrasión marina se puede estudiar más bien por la costa del barlovento, donde los alisios producen un oleaje fuerte durante casi todo el año. La resistencia de los acantilados es aquí relativamente débil a causa de la composición de las rocas y la estructura en general. Ejemplos instructivos de la acción marina se encuentran en abundancia, especialmente a ambos lados de la Playa de Vallehermoso (véase la figura 1, lámina I). No cabe duda de que la línea costera de acantilados ha sido modificada en época subreciente. Un testigo excelente de abrasión es el Cabo de los Organos, un promontorio al oeste de la Playa de Vallehermoso. Esta Punta está constituida por una "chimenea" traquítica, parcialmente ya destruida, mostrando una repartición columnar en

la masa rocosa. Esta "chimenea" ha estado anteriormente encajada en rocas más antiguas y su altura original era mucho más grande. En el tiempo de intrusión del magma traquítico de los Organos la costa de barlovento estuvo seguramente varios kilómetros más distante al norte de la costa actual, y la altura de las montañas era varios cientos de metros más elevada.

Otro testigo de abrasión marina se encuentra cerca del puerto de San Sebastián, afuera del muelle. Se trata aquí de restos de bocas volcánicas locales de basaltos. Las tobas blandas que anteriormente rodearon las bocas han sido destruídas por la abrasión (véase la figura 1, lámina II).

Por el lado de la costa del oeste (al norte de la desembocadura del Valle Gran Rey), se han formado unos acantilados, los más escarpados de la isla, de una altura de al menos 600 m. Son paredes casi verticales gracias a la buena consistencia de las capas lávicas basálticas casi horizontales (véase la figura 2, lámina III).

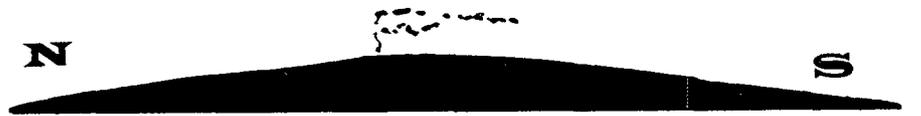
Tampoco por la costa sur faltan testigos de abrasión marina en la formación basáltica del gran volcán escudiforme. Se han revelado interesantes detalles de intrusiones fonolíticas en las paredes de la serie basáltica como en la Punta de Becerro y en el Portillo de la Cantera.

En general las costas de la Gomera son casi inatracables para los barcos, gracias a la acción marina en el curso del Cuaternario y post-Cuaternario. Los únicos sitios donde se puede desembarcar son las bocas de los barrancos, que se llaman portillos (o playas).

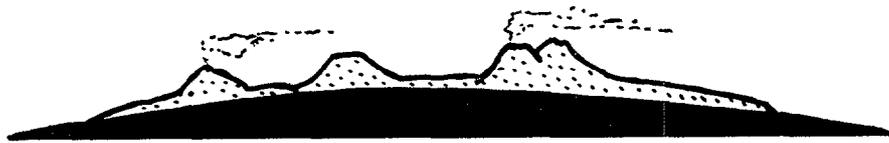
#### CONCLUSIONES GENERALES.

Resumiendo todo lo anteriormente expuesto sobre la evolución geológica de la Gomera, vamos a subrayar las fases principales en la edificación de esta estructura volcánica algo solitaria en el Archipiélago.

*La fase primera* no la podemos reconstruir con datos concretos, porque el conjunto más antiguo está escondido bajo el nivel del mar. Como hemos visto, esta parte submarina forma la base esencial de todo el edificio isleño. Hay que suponer que allí, en las



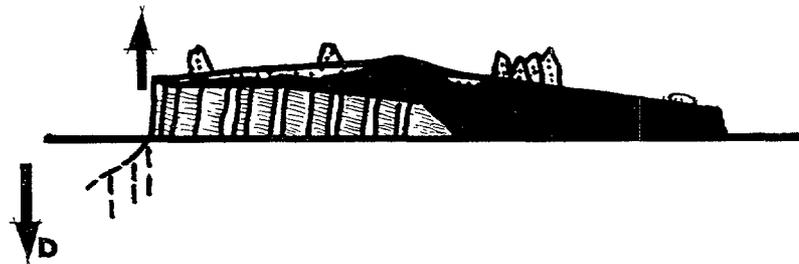
A



B



C



D

4. Cuatro períodos de evolución de la isla de la Gomera esquemáticamente presentados. A. La isla Pliocénica del gran volcán escudiforme basáltico B. Nueva fase volcánica al fin del Plioceno con volcanos fonolíticos y traquifonolíticos montados encima del volcán escudiforme basáltico C. Las condiciones después de un período de denudación con sus restos de chimeneas volcánicas de fonolitas, etc D. La isla actual después de las dislocaciones verticales con levantamiento de la isla reducida.

profundidades, se encuentran masas de rocas ultrabásicas, derivadas del manto más o menos directamente debajo de la costra terrestre. La base *inmediata* sobre la que las masas eruptivas deben haber sido acumuladas puede ser una capa de sedimentos traídos de la superficie de denudación sahariana, una capa que se ha expandido sobre toda la falda continental africana. Al parecer surgieron lavas hacia arriba, dando origen a una formación volcánica submarina de espilitas o lavas de almojadas. No se puede imaginar nada sobre el espesor de esta formación volcánica primaria, pero hay que suponer que al fin emergieron sobre el nivel del mar.

*Una segunda fase* de evolución volcánica se manifestó por la acumulación de grandes masas de lavas basálticas alcalinas junto con tobas y aglomerados, dominando los últimos entre los otros productos en un principio. Con el tiempo se formó un extenso volcán escudiforme, cubriendo un área mucho más grande que la isla actual. Entre las lavas basálticas dominan picritas, olivino-basaltos y plagioclasa-basaltos, y más arriba la serie traquibasaltos. Las lavas surgieron en parte directamente por fisuras a través de la parte basal, en parte los magmas plutónicos mismos alimentaron las efusiones, especialmente los traquibasaltos. Magmas de fracción ultrabásica quedaron en niveles más bajos, donde penetraron en mallas de diques basálticas o consolidaron como peridotitas, piroxenitas y gabros olivínicos.

*Una tercera fase* volcánica está representada por efusiones de magmas sálicos alcalinos. Estas erupciones tuvieron lugar en varios centros a través del gran volcán basáltico escudiforme. Aparecieron conos volcánicos de contornos agudos. Los materiales son lavas de fonolitas y traquifonolitas de cierta viscosidad, tobas y aglomerados. Nacieron estos productos probablemente por anatexis en la profundidad desde la costra siálica de sedimentos obstructivos, derivados del Saahra, ricos en feldespatos. *Un período de denudación* en la isla antigua empezó en el Plioceno, y los materiales sálicos alcalinos superficiales pronto desaparecieron, dejando solamente restos de capas y chimeneas rellenas de lavas.

Con la terminación de la denudación empezaron *grandes mo-*

*vimientos verticales* dentro del cuerpo insular y la isla se rompió por varias fallas. Quedó un tronco de la forma de un *horst*, levantado e inclinado hacia el sur. La superficie de la isla fue reducida sensiblemente, más en la parte norte.

Por causa de estos movimientos, y el levantamiento de la isla, empezó un nuevo ciclo de denudación, *erosión por los barrancos*, un proceso que todavía está en pleno vigor. El bloque insular fue cortado más en la costa norte, donde aparecieron los profundos valles de Hermigua y Vallehermoso.

En tiempo postglacial *una migración positiva eustática* de la línea costera ha producido relleno en los fondos de los valles, con una carga de gravas y arenas.

Vulcanismo reciente no ha aparecido en la isla, y por eso faltan casi por completo los conos adventicios basálticos, tan abundantes en las otras islas Canarias. Por eso la Gomera produce una impresión de cierta vejez, aunque la erosión todavía no está muy madura.

#### NOTA DE AGRADECIMIENTOS.

Al concluir este artículo geológico siento el deseo de expresar mis elogios, más sinceros a mi compañero en el campo durante las excursiones por las montañas de la Gomera, don Buenaventura Bravo, Maestro Nacional en el Liceo de la capital, San Sebastián. Este señor, mi buen amigo desde años atrás, me ha seguido prácticamente en todos mis viajes, a pie y en coche, y me ha puesto en contacto con varias personas residentes en la isla, facilitando mis estudios en todos sentidos. Como conocedor de la geología de la isla, el señor Bravo me ha prestado su ayuda también al orientarme en las formaciones geológicas, un raro caso de coincidencia cuando se trata de un isleño en la calidad de acompañante.

Mis agradecimientos se extienden además a las Autoridades de la Gomera, en primer lugar al Excmo. Sr. Presidente del Cabildo Insular y a varios señores funcionarios que me han facilitado el trabajo en el campo. Mi gratitud se extiende, además, al Señor D. Julio Sicilia, en la Playa de Santiago, el que, con su familia, me ha recibido con toda hospitalidad.

Las visitas mías a la Gomera me han dejado las impresiones más agradables, lo mismo de parte de su grandiosa naturaleza como también de sus habitantes.

## REFERENCIAS

- BLUMENTHAL, Mauricio (1961): *Rasgos principales de la geología de las Islas Canarias con datos sobre Madeira*. "Boletín del Instituto Geológico y Minero de España" Tomo LXXII Madrid
- BRAVO, Telesforo (1964). *Estudio geológico y petrográfico de la isla de la Gomera*. "Estudios Geológicos" Vol XX. Instituto "Lucas Mallada". Madrid
- CENDRERO, A (1967): *Nota previa sobre la geología del complejo basal de la isla de la Gomera (Canarias)*. "Estudios Geológicos". Vol. XXIII, páginas 71-79. Instituto "Lucas Mallada". C S I C. (España) Madrid.
- FRITSCH, Karl von (1867-68). *Reisebilder von den Canarischen Inseln*. "Petermanns geogr Mitteilungen". Ergänzungsband V. Gotha.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, Lucas (1918) *Observaciones geológicas en la isla de la Gomera (Canarias)* Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Serie Geológica Madrid
- GAGEL, Curt (1910) *Die Mittelatlantischen Vulkaninseln Handbuch der regionalen Geologie* Bd VII Abt 10. Heidelberg
- GAGEL, Curt (1925): *Begleitworte zu der Karte von la Gomera mit einem Anhang über die Caldera-frage*. "Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft" Bd 77. Heft 5 Stuttgart.
- HAUSEN, Hans (1965) *Some Comments on the structural Geology of Gomera (Canary Islands)*. "Acta Geographica", 18, núm. 7. Societé Géographique de Finlande Helsinki
- JÉRÉMINE, Elizabeth (1935) *Contribution a l'étude des Iles Hierro et Gomera (Archipel Canarien)*. "Bulletin Française de Minéralogie". Extraít. Paris
- MACFARLANE, D. J, y RIDLEY, W. I (1968) *An interpretation of gravity data for Tenerife, Canary Islands* "Earth and planetary science letters". Volumen 4. Núm. 6. Amsterdam
- MULLER, Wilhelm (1930): *Untersuchungen über das Grundgebirge der Insel la Gomera*. "Chemie der Erde" Bd IV. Jena.
- WOLFF, F von (1931): *Der Vulkanismus*. Bd II. Teil 2 Die Alte Welt. 1 Lief. Der Atlantische Ozean Stuttgart