DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS de LA PALMA

Complejo Basal

Se denomina Complejo Basal en la isla al conjunto de materiales volcánicos (lavas submarinas y domos) y plutónicos (gabros) que se formaron en la isla en ambientes submarinos y subvolcánicos. Están muy bien expuestos en el fondo y laderas de la Caldera de Taburiente.

Edificio submarino

Se considera edificio volcánico submarino a los materiales volcánicos emitidos debajo del mar y a las rocas intrusivas (diques y plutones) asociadas, mientras que quedan fuera de esta denominación las rocas intrusivas subvolcánicas relacionadas con los edificios subaéreos.

Está constituido por depósitos volcánicos submarinos "pillow lavas" y brechas, hialoclastitas, atravesados por uno o varios domos o domo-coladas traquíticos o fonolíticos. Todos estos materiales afloran en el fondo y en la base de la pared de la Caldera de Taburiente, llegando hasta los 1.500 m de altura sobre el nivel del mar.

Lavas almohadilladas, brechas, aglomerados y hialoclastitas, metasomatizados a rocas verdes [3]

Las primeras manifestaciones volcánicas de La Palma fueron emisiones de lavas submarinas basálticas de color oscuro surgidas en el fondo oceánico. El carácter de las emisiones fue variando de tranquilo a violento, lo que provocó que las erupciones se fueran haciendo más explosivas conforme la parte cimera del "seamount" se acercaba a la superficie, que dio como resultado los depósitos brechoides intercalados entre lavas.

Lavas y brechas se encuentran en la parte inferior de la Caldera de Taburiente y en las paredes laterales del barranco de Las Angustias desde la base más profunda aflorante. Tienen una exposición de más de 1.800 m de espesor y están inclinadas unos 50° al SO, en la misma dirección del barranco. El conjunto constituye el "seamount" previo a la emersión de la isla.

Composicionalmente, la formación volcánica submarina son basaltos y traquibasaltos.

A los niveles intermedios y someros de la formación volcánica submarina se les ha asignado una edad pliocena (entre 3 y 4 Ma) por la aparición de *Globorotalia crassaformis, Neogloboquadrina humerosa, Globoquadrina altispira y Globorotalia puncticulata*.

Una de las características más particulares de los materiales submarinos es la presencia de un metamorfismo hidrotermal progrado, desde alteración de baja temperatura, a un metamorfismo de grado medio en los términos más profundos. La paragénesis y la zonación mineralógica existente implican un gradiente metamórfico de 200-300 °C/km y la circulación profunda de fluidos.

Domos o domos colada traquíticos o monolíticos metasomatizados [4]

Se trata de una unidad que aflora en forma de arco entre los barranco de Taburiente, Dos Aguas, El Carbón y Los Brecitos, todos en el interior de la Calera. Su identificación precisa esta dificultad porque aparecen como fragmentos de tamaños métricos entre la densa malla de diques.

Se han reconocido dos tipos de facies principales, una brechoide de grano grueso a medio, y otra de tipo masivo. Es en las facies brechoides donde se observan restos de estructuras almohadilladas de composición traquítica, lo que indica una probable formación en ambiente submarino.

En todo el conjunto no se han detectado estratificaciones ni laminaciones que tengan relación con un depósito concordante con la formación basáltica submarina. De los datos cartográficos se desprende que el contacto entre estas dos facies es oblicuo a la disposición general de la formación volcánica submarina y, como se ha dicho, es de carácter brechoide.

Composicionalmente, este tipo de rocas apenas presenta minerales primarios, ya que la mayoría de ellos están transformados casi exclusivamente a albita y, más raramente, a biotita, clorita, epidota, actinolita, etc.

Gabros [5]

Al crecer en vertical el "seamount", las cámaras magmáticas que alimentaban las erupciones se emplazaban cada vez en niveles más altos, atravesando (intruyendo, en términos geológicos) los materiales submarinos previos. Cuando estas cámaras se enfriaron lentamente dieron origen a rocas granudas de color oscuro: los gabros.

Actualmente, este tipo de rocas están repartidas por el fondo de la Caldera de Taburiente representado por cuerpos plutónicos de escala decamétrica o hectométrica, que son las raíces de las erupciones submarinas y subaéreas del entorno.

Muchos de estos afloramientos están atravesados por la intensa red de diques, cuyas proporciones son, en la mayoría de los casos, superiores al 75% del total de la roca.

Se hallan repartidas por el fondo de la Caldera de Taburiente en forma de afloramientos cuya extensión superficial total es de algunos km^2, y representan multitud de cuerpos plutónicos de escala decamétrica o hectométrica, que afloran como retazos entre la malla de diques.

La secuencia primera de intrusiones está en concordancia, a grandes rasgos, con la seriación en la formación volcánica submarina, ya que los gabros podrían ser las raíces de los basaltos plagioclásicos y traquibasaltos de la parte inferior de la formación, y los gabros olivínicos los equivalentes plutónicos de los basaltos olivínicos y olivínico-piroxénicos de los tramos más altos de la formación submarina.

La estructura que presentan estos cuerpos plutónicos es muy variada; existen cambios mineralógicos y texturales muy bruscos a escala centimétrica. Comúnmente, los bordes de las apófisis presentan un tamaño de grano bastante fino y son frecuentes las zonas de brechificación en los contactos, donde se entremezclan fragmentos de ambos cuerpos intrusivos, o de un cuerpo intrusivo con el encajante.

Los procesos que afectan más drásticamente a las rocas son los relacionados con el metamorfismo hidrotermal ya mencionado para la formación volcánica submarina. Las distintas paragénesis metamórficas en los gabros se explican dentro de un régimen de temperaturas en descenso, desde las facies de los esquistos verdes hasta las facies de las ceolitas.

Rocas filonianas

Diques basálticos aflorando en superficie [1]

En todo el edificio submarino, la red de diques está muy presente, con una densidad variable según la zona de la Caldera. Cada dique es un cuerpo tabular con espesor medio de 0,5-2 m y una longitud de centenares e incluso miles de metros.

La máxima densidad puede llegar a constituir el 100% de la roca visible, no pudiéndose ver la roca encajante, como sucede en puntos de los barrancos de Taburiente, Verduras de Alfonso y Los Cantos.

El conjunto de diques aflorantes se han generado en varias fases, con lo que su estado de alteración y deformación es muy variable.

Composicionalmente, la inmensa mayoría de los diques son de composición basáltica (>90%), aunque los hay igualmente de composición sálica. Hay también algunos diques de textura granuda y de composición gabroide.

Diques basálticos cortados en galerías [2]

A lo largo de las múltiples galerías de agua que perforan las paredes de la Caldera de Taburiente, se cortan frecuentemente los mismos diques que se encuentran en el interior. Tiene las mismas composiciones, densidades y direcciones.

Dominio Taburiente

El Complejo Basal y las Unidades Volcánicas Subaéreas están separados por una discordancia que representa un período de inactividad superior, posiblemente, al millón de años. Durante este período se produjo el levantamiento del Complejo Basal, que la erosión de la parte más superficial del macizo emergido, ha hecho aflorar.

Las primeras erupciones subaéreas de La Palma comenzaron en el sector norte o Dominio Taburiente, construyendo un relieve que superó, tal vez, los 4.000 m de altura.

En varias ocasiones, la actividad geológica se volvió destructiva, derrumbando parte de lo construido, como sucedió entre los edificios Taburiente I y II, o entre los edificios Cumbre Nueva y Bejenado.

Las primeras emisiones subaéreas arrojaron una gran cantidad de lavas basálticas en todas las direcciones, y formaron potentes apilamientos con piroclásticos intercalados.

El crecimiento de la isla se ha verificado por imbricación de tales edificios singulares al desplazarse el foco principal de la actividad.

Edificio volcánico Garafía

Los materiales de este edificio se apoyan en clara discordancia angular y erosiva sobre el edificio submarino plioceno, al que parece recubrió totalmente. Los afloramientos aparecen en ventanas erosivas coincidiendo con las cabeceras y cauces de los barrancos más profundos.

La reconstrucción de la geometría de este edificio volcánico es difícil. Esto se debe a la ocurrencia de al menos un gran deslizamiento que desgajó gran parte de la mitad sur del edificio y la superposición de unos 1.000 m de materiales volcánicos del edificio Taburiente que rellenaron la depresión del deslizamiento, y que acabaron recubriendo al Garafía totalmente.

El flujo divergente de las coladas, la pronunciada inclinación de las mismas y el espesor medio de la formación (unos 400 m) apuntan a un edificio de unos 3.000 m de altura y alrededor de 23 km de diámetro. Tanto las edades obtenidas como las observaciones de campo indican una construcción continuada del edificio volcánico entre 1,722 y 1,208 Ma, por lo que la tasa eruptiva resultante es de 0.6 km^3/Ka, y la tasa de crecimiento de 3 mm/a.

Sedimentos, aglomerados y brechas (Brechas de deslizamiento) [6]

Esta unidad es la de más difícil observación e interpretación. Aflora en forma de semicírculo en la mitad oriental del fondo de la Caldera de Taburiente, en el contacto entre el edificio submarino y los aglomerados y lavas de la base de los edificios Taburiente y Bejenado, separada de ellos por una marcada discordancia erosiva.

Los materiales son brechas, aglomerados y sedimentos que se han debido originar en el desmantelamiento del edificio submarino subyacente y en las fases de intensa erosión coincidentes con el asentamiento de las primeras formaciones subaéreas.

Alcanzan una potencia que, en algunas zonas, llega a ser considerable, aunque los límites (techo y muro) son de difícil delimitación por la erosión y las intrusiones posteriores. Las características de esta formación son muy variables, tanto en la naturaleza de la roca, en la abundancia relativa de unos y otros tipos, su grado de redondez y su compactación. Todas estas características apuntan a una formación muy compleja, mezcla de materiales de avalancha, aglomerados volcánicos y sedimentos (aluviales, coluviones).

Toda esta heterogeneidad pone en duda la posición estratigráfica exacta de la unidad. Muchas afloramientos no presentan la alteración hidrotermal característica de las series submarinas (rocas verdes), y entre los fragmentos no se identifica ninguno que resulte de la destrucción de la unidad mencionada (restos de “pillow lavas”, por ejemplo), por lo que parecen corresponder más bien a lavas extruídas en forma subaérea, así como a diques.

Lavas y piroclastos basálticos con gran densidad de diques basálticos [7]

El afloramiento de mayor extensión es el comprendido entre las cabeceras de los barrancos de Las Grajas y Gallegos. Aunque no se observa en superficie, los materiales se apoyan en discordancia sobre el Complejo Basal.

En general predominan las lavas basálticas. Las coladas son generalmente delgadas y los buzamientos muy acentuados (30^o-35^o). Los piroclastos son de difícil delimitación. También aparecen aglomerados intercalados, con la peculiaridad de que no tienen cantos de rocas submarinas o plutónicas.

En síntesis, esta formación se caracteriza por coladas delgadas de pronunciado buzamiento periclinal, predominio de basaltos plagioclásicos con morfología “pahoehoe” y una densa red de diques de disposición radial.

En la cabecera del barranco del Agua se observa claramente cómo las lavas del Edificio Taburiente se encuentran en discordancia angular sobre el Edificio Garafía. El contacto entre ambas unidades está constituido por un aglomerado compacto y rojizo de aspecto brechoide. Por encima aparece el paquete de lavas del Edificio Taburiente y, por debajo, las lavas del Edificio Garafía. Este contacto discordante, en el que se encuentran los famosos manantiales de Marcos y Cordero, los más importantes de la isla.

Edificio volcánico Taburiente

Este edificio constituye la pared interior de la Caldera en su parte oeste y norte, y es el mejor expuesto en sección natural al haber quedado cortada en todo su espesor (casi 1.000 m) por la erosión de la Caldera.

Es un edificio en escudo cuyo conducto central de emisión, a tenor de la inclinación periclinal de sus lavas, estuvo, más o menos, en la parte central de la Caldera. Por la inclinación de sus laderas, llegó a tener unos 3.000 m de altitud, concentrando la nieve en su cumbre. Al menos así lo atestiguan los restos de valles de erosión glaciar decapitados por la pared.

La distribución y tipo de productos eruptivos es similar a la del Edificio Garafía por ser el resultado de una actividad más intensa en el vértice del aparato. No obstante, también se han producido erupciones de flanco a través de diques radiales; consecuencia de ellas son los numerosos conos de cínder que, en toda la periferia del edificio, se intercalan e imbrican con las lavas que proceden de la porción central más elevada.

El Edificio Taburiente se construyó de manera bastante rápida, según indican las dataciones que hay de sus materiales. Las primeras lavas se emitieron hace 0,8 Ma, y las últimas, hace 0,6 Ma. Para el espesor que tiene, la tasa de crecimiento es muy elevada.

El conjunto de materiales de este edificio se ha dividido en dos tramos: uno inferior y otro superior, que se disponen circularmente sobre el Edificio Garafía y sobre el Complejo Basal.

TRAMO INFERIOR

Está formado en la base por materiales piroclásticos diversos (aglomerados), a los que se les superpone una fase efusiva intensa que produce un gran apilamiento de lavas basálticas.

Aglomerados [8]

Constituye la unidad basal del tramo que se apoya sobre el substrato. Son depósitos con génesis diferente, en sucesiones estratigráficas variables de un lado a otro de la pared de La Caldera.

En la ladera NO del barranco de Las Angustias se observa la siguiente sucesión:

- En discordancia sobre lavas del edificio submarino, hay una capa de 1 m de lapilli-escoria, típica de caída estromboliana.

- Sobre ella, una serie de capas muy potentes (>30 m), de aglomerados muy laminados.
- Hacia el techo, se observa que la secuencia pasa a depósitos de granulometría más fina, con coloraciones amarillas típicas de erupciones hidromagmáticas en depósitos cineríticos.

En resumen, el tramo inferior del Edificio Taburiente lo constituyeron erupciones explosivas desde estrombolianas a surtseyanas, donde el grado de interacción agua-magma condicionó la estructura de los depósitos asociados. En este mismo ambiente, es fácil encajar la presencia de lahares o grandes paquetes de brechas volcánicas de apertura de conductos.

Piroclastos basálticos [9]

Corresponden a conos y depósitos piroclásticos con una mayor densidad relativa de diques que en el siguiente tramo superior, aunque no se aprecia una discordancia general entre ambas unidades.

La amplia dispersión y abundancia de piroclastos basálticos en esta formación parece sugerir episodios más explosivos. En el tramo superior los magmas han liberado gran cantidad de gases, las erupciones fueron más fluidas y los centros eruptivos se concentran cada vez más en rifts progresivamente mejor definidos y, finalmente, en un aparato volcánico centralizado.

Coladas basálticas (predominantes) [10]

Esta unidad está formada por una sucesión de coladas horizontales de unos 400 m de potencia, con escasas intercalaciones piroclásticas y relativamente pocos diques, que rodea toda la cabecera de la Caldera de Taburiente. Aflora en la parte central de la pared de la Caldera, recubierta totalmente por los materiales del tramo superior, aunque también aflora en ventanas erosivas que forman las cabeceras de los barrancos del norte. Las coladas se han datado en 1,02 a 1,08 Ma. Según este dato, el apilamiento se formó con extrema rapidez y la ausencia generalizada de niveles piroclásticos.

El conjunto se apoya en todos los casos sobre los materiales del edificio volcánico Garafía, pudiendo observarse en los sitios accesibles que el contacto es discordante, con numerosos diques cortados en el contacto, donde a veces se observan niveles de aglomerados y brechas de matriz rojiza.

Después del colapso lateral del flanco sur del Edificio Garafía, hace 1,2 Ma, la actividad volcánica continuó y la depresión originada se fue rellenando con centros de emisión.

TRAMO SUPERIOR

Está formado por coladas basálticas con abundantes niveles de piroclastos intercalados. Ocupa la mitad superior de la pared en las tres cuartas partes del borde de la Caldera. Durante su construcción, se produjeron de manera intermitente erupciones de flanco a través de diques radiales.

Como le sucedió al tramo inferior, su ausencia en el borde sur se debe al colapso del edificio durante el deslizamiento de Aridane.

Piroclastos basálticos [11]

Estratigráficamente se intercalan en la formación o a techo de la misma. Los conos y depósitos piroclásticos del tramo tienden a concentrarse en los pasillos de rifts. Fuera de ellos hay pocos conos o depósitos piroclásticos intercalados en las lavas y los diques son muy escasos.

Depósitos freatomagmáticos [12]

En la actividad del Edificio Taburiente superior hubo erupciones freatomagmáticas. A este tipo eruptivo corresponden los conos hidromagmáticos litorales cuyos restos afloran entre piedemontes en el acantilado de la costa del puerto de Punta Gorda, en la Laguna de Barlovento y, de forma espectacular, en el centro freatomagmático de La Galga.

De todas las erupciones freatomagmáticas, la más espectacular es, sin duda, la de La Galga, localizada en la cabecera del barranco del mismo nombre. Con una anchura de cráter de más de 1 km, este centro eruptivo se sitúa en el techo de la unidad. Sus materiales explosivos y laháricos se extienden aguas abajo hasta apoyarse en el cono de San Bartolomé, discurriendo hasta la costa por la Punta de La Galga.

Coladas basálticas [13]

Las lavas del tramo superior presentan una gran uniformidad estructural y morfológica, apareciendo en potentes secciones debajo y encima de la mayoría de los conos volcánicos de los ejes de rifts mencionados.

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

Petrológicamente, estas coladas tienen composiciones variadas. La mayoría son basaltos aunque hay también tefritas haüynicas.

Apófisis de gabros, gabros olivínicos y gabros alcalinos [14]

Algunas de las intrusiones plutónicas localizadas en el interior de la Caldera son claramente más recientes que los materiales del edificio submarino. Están mucho menos afectadas por el metamorfismo hidrotermal que los gabros más antiguos (nº 5 de leyenda) y poco inyectadas de diques a pesar de su profundidad de yacimiento. Con bastante seguridad corresponden a conductos de emisión y facies subvolcánicas del Edificio Taburiente.

Estos cuerpos plutónicos son apófisis de decenas de metros, preferentemente situados bajo los probables centros de emisión de los edificios Bejenado y Taburiente (Dos Aguas, barranco del Almendro Amargo, barranco de Rivaceras, etc.).

Lavas terminales diferenciadas (tefritas y fonolitas) [15]

Afloran en el borde de la Caldera de Taburiente, donde pueden observarse coladas de materiales diferenciados (fonolitas máficas, traquitas).

Edificio Bejenado

Formada la gran depresión provocada por el deslizamiento de Aridane, que seccionó el flanco sur del Edificio Taburiente, el Complejo Basal se queda al descubierto en esa zona de la Caldera. Sin duda, la irrupción del volcán Bejenado tuvo que ver con el deslizamiento, que se instaló en las laderas descubiertas del Complejo Basal.

El Bejenado es un estratovolcán de reducidas dimensiones (el volumen actual del edificio puede estimarse en unos 150 km^3) que limita la zona septentrional del valle de Aridane y la Caldera de Taburiente, constituyendo un pequeño macizo cuya divisoria de aguas separa claramente la mitad norte de la sur.

La transición Complejo Basal - Bejenado se hace a través de una brecha volcánica caótica de potencia variable. Esta brecha muestra una matriz limo-arcillosa que engloba de manera dispersa cantos angulosos y subangulosos de basaltos, y presenta una red de diques poco densa.

La construcción de este edificio es extremadamente rápida, posiblemente sólo unas pocas decenas de miles de años. En este corto lapso de tiempo las lavas emitidas evolucionaron de basanitas a tefritas máficas y fonolitas en el techo (con algunos diques de fonolitas), conformando un edificio de flancos muy inclinados, hoy parcialmente desmantelado por la progresión de la erosión en la Caldera de Taburiente y el barranco del Riachuelo.

EDIFICIO PRINCIPAL

Es un edificio volcánico de fuertes pendientes, cuyo centro debió situarse más al norte, en el interior de la Caldera de Taburiente. El rápido

ensanchamiento erosivo de la Caldera habría desmantelado completamente el flanco norte de este edificio.

Aunque aparentemente el escarpe del edificio parece constituir toda la pared SE de la Caldera, hasta el fondo de la misma, en realidad sólo constituye su parte más alta. La base de Bejenado apoya sobre el Complejo Basal hacia la mitad de la pared, alcanzando una potencia máxima sobre el substrato submarino de 600 m en el Pico Bejenado (1.854 m).

Aglomerados y depósitos de deslizamiento [16]

Los aglomerados volcánicos de la base del Bejenado afloran a lo largo de la carretera a La Cumbrecita, en la margen derecha del barranco del Riachuelo, en la base del apilamiento de coladas. Son capas de aglomerado-brecha con potencias entre 1,5 y 5 m. Asociados con ellos hay, a veces, capas de lapillis estrombolianos muy bien laminados con hiladas de líticos (inferiores a 10 cm) e intercalaciones de "surges" cineríticos.

Parece que, a la vista de estas secuencias, los inicios eruptivos del Bejenado fueron episodios explosivos de cierto carácter freatomagmático.

Piroclastos basálticos [17]

Los centros eruptivos del edificio principal del Bejenado debieron emplazarse en el lado norte de la actual cumbre del edificio, posiblemente en la concavidad formada entre el Pico Bejenado y los Picos del Risco de Los Cuervos, a juzgar por la presencia de conos intercalados en las lavas y mantos de piroclastos basálticos. Fuera de esta zona de acumulación, apenas se observan intercalaciones piroclásticas en el edificio principal, formado fundamentalmente por coladas.

También se observan diques, que se distribuyen radialmente a partir de este hipotético centro. Los diques generalmente atraviesan toda la formación, lo que parece relacionarlos con la alimentación de los centros eruptivos hoy desaparecidos.

Depósitos freatomagmáticos [18]

En la misma zona de acumulación de piroclastos descrita anteriormente, pueden observarse mantos procedentes de erupciones freatomagmáticas, con el típico color y aspecto.

Coladas basálticas [19]

Son coladas basálticas con fuertes buzamientos (casi siempre >20°, llegando hasta los 40° en la zona de cumbre). Las coladas aparecen fuertemente fracturadas y sin signos de alteración o cementación, dando claros indicios de una emisión rápida y continuada.

CENTROS LATERALES Y PERIFÉRICOS

Algunos conos volcánicos que han sido atribuidos a Cumbre Vieja son, en realidad, centros periféricos del Edificio Bejenado. Estratigráficamente pertenecen unas veces a los episodios más antiguos del Bejenado y otras a las fases más tardías.

Piroclastos basálticos, con intercalaciones de lavas, aglomerados y sedimentos en el interior de la Caldera de Taburiente [20]

Puntualmente, algunos relieves elevados del interior de la Caldera, como algunos roques, se han asignado a unidades del Edificio Bejenado. Realmente, no esta clara la edad y génesis de los mismos, pues parecen más derrumbes antiguos post-Bejenado que unidades ligadas al edificio.

Estos relieves forman la divisoria de aguas que termina en Dos Aguas, entre los barrancos de Taburiente y Almendro Amargo. Son una serie de roques (Salvaje, Brevera Macha, Capadero, Piteras y Ramas) que forman espigones discordantes sobre las unidades del Complejo Basal, con algunos depósitos sedimentarios intercalados, y son los restos de materiales volcánicos que debieron encauzarse por barrancos excavados en la formación submarina. No presentan diques, y pueden distinguirse en algunos casos niveles piroclásticos de caída.

Coladas basálticas [21]

La composición de las coladas emitidas por estos centros es basáltica, más semejante a la del apilamiento de Cumbre Nueva que a la del Edificio Bejenado.

CENTROS LATERALES Y TERMINALES DIFERENCIADOS

Afloran fundamentalmente al sur del edificio principal y están representados por tres edificios volcánicos: un aparato volcánico lateral, respecto al edificio principal, la Montaña de la Hiedra, y dos centros eruptivos terminales localizados en la cumbre del Bejenado.

Conos de piroclastos basálticos, basaníticos y tefríticos [22]

La Montaña de La Hiedra es un cono volcánico de tamaño mediano (de unos 900 m de diámetro y unos 130 m de altura respecto a las laderas el Bejenado) situado en el flanco sur del Bejenado.

Los edificios terminales no presentan actualmente centros de emisión bien definidos, posiblemente porque ya han sido desmantelados por la erosión.

Coladas basálticas, tefríticas y fonolíticas [23]

Las coladas de todos los centros laterales y terminales del Bejenado son tefritas y tefritas máficas.

Las coladas de los dos centros superiores son muy lobuladas. Parten de dos zonas aisladas situadas al E y al O de la cumbre del Bejenado, y discurren por los flancos del estratovolcán con fuertes buzamientos, generalmente por encima de 20° y alcanzando en la cumbre 30°-40°.

De la Montaña de La Hiedra surgieron coladas de considerable espesor que se dirigieron ladera abajo hacia El Paso. Su buzamiento es suave y su recorrido visible es de 1,26 km.

Dominio Cumbre Vieja

El Edificio Dorsal o Cumbre Vieja es un extenso campo volcánico poligénico, con un área de 220 km^2, un volumen subaéreo de 125 km^3 y una altura máxima de 1.949 m, que se localiza sobre el flanco meridional del antiguo volcán Cumbre Nueva.

La cumbre de la Dorsal está formada por una cresta montañosa alineada norte-sur de 21,5 km de longitud, y formada principalmente por la concentración de fisuras y aberturas ("rift zone"), la cual individualiza dos vertientes muy acusadas, oriental y occidental.

Todas las erupciones que surgieron en el área son estrombolianas, con pequeños episodios vulcanianos y freatomagmáticos. La actividad eruptiva en Cumbre Vieja continúa actualmente en el extremo sur de la dorsal con una prolongación de volcanes submarinos.

No todos los centros y fisuras eruptivas están en el pasillo central del eje del rift, aunque sobre él sí se concentra la mayoría.

Los conos de cínder presentan, en general, un excelente grado de conservación y reflejan claramente su morfología en la topografía. Los materiales que los constituyen son fundamentalmente coladas básicas alcalinas (basaltos alcalinos, basanitas, traquibasaltos y tefritas) y depósitos piroclásticos de naturaleza estromboliana.

Erupciones formando plataforma y acantilado costero

ERUPCIONES FORMANDO ACANTILADO COSTERO

Los materiales volcánicos de estas erupciones son los constituyentes de los acantilados (paleoacantilados, en algunas zonas). Afloran principalmente en la zona noroccidental de la isla, en la costa de Los Llanos de Aridane, y en la costa de Tigalate, al este. El resto del edificio está recubierto por erupciones más recientes de la propia Cumbre Vieja.

Conos de piroclastos basálticos [24]

Los centros de emisión se distribuyen por todo el edificio volcánico, aunque en su mayoría están recubiertos por emisiones más recientes. Se pueden diferenciar tres áreas de concentración de conos:

- El grupo de volcanes del extremo NO de Cumbre Vieja y los que afloran en el valle de Aridane (Montaña Triana, Montaña La Laguna y Montaña Todoque).
- Un grupo alineado según una fisura eruptiva de mediano y poco definido, al NE de Cumbre Vieja.
- Un grupo que constituye el rift principal de dirección N-S, que conforma un agrupamiento más cerrado de centros de emisión en la cima de Cumbre Vieja.

Todos estos volcanes son erupciones fundamentalmente estrombolianas.

Conos y depósitos freatomagmáticos [25]

Se identifican por su mayor anchura de cráter y por estar formados por materiales hialoclastíticos, a veces muy compactados. Todos se encuentran en o cerca del litoral, intercalados en las lavas que forman los cantiles.

Los más importantes son el cono de tobas de Puerto Naos, en el acantilado del oeste, y los de Montaña Vento y el Roque de Guerra, al este.

Todos son de naturaleza basáltica y su separación como una subunidad se hace únicamente por los mecanismos eruptivos de interacción agua-magma.

Domos y coladas de tefritas y fonolitas [26]

Domos y domo-coladas fonolíticos son relativamente abundantes en Cumbre Vieja, no sólo en esta unidad más antigua, sino en toda la historia volcánica del rift. La edad de los domos fonolíticos va desde los 56 ka del Roque Teneguía a los 26 ka de Mendo, aunque los hay bastante más antiguos, como Montaña Enrique, que no ha podido datarse por la extrema alteración de la roca. Es posible que pertenezcan a un sustrato no aflorante sobre el que se construyó la mayoría de Cumbre Vieja.

Son de composición tefrítica y fonolítica.

Coladas basálticas [27]

En la zona NO, las lavas proceden de centros de emisión situados en el extremo norte del rift de Cumbre Vieja y de la alineación de conos en el valle de Aridane. Las lavas de esta unidad forman un suave plano inclinado y, en la costa, un acantilado que no alcanza los 100 m. Son lavas basálticas.

Más al sur, en la misma costa occidental, las coladas se agrupan en un apilamiento sobre el que se labró un acantilado que supera los 100 m, donde no están protegidas de la erosión marina por malpaíses de lavas recientes.

Las coladas de la costa oriental, entre las que abundan las de tipo “pahoehoe” en la zona de Monte de Luna y el acantilado costero de Tigalate, se emitieron desde conos ya más recientes, entre 40 y 20 ka, situados en la cima de Cumbre Vieja.

OTRAS ERUPCIONES FORMANDO PLATAFORMA

Se incluyen en esta formación todas las erupciones de edad inferior a unos 20 ka. Dentro de ella se han separado varias unidades o, incluso, grupos de volcanes, cuando su composición o características lo han permitido.

GRUPO VOLCÁNICO MONTAÑA CABRERA-MONTAÑA DEL FARO

Se encuentran en la cima de Cumbre Vieja, a 4,4 km al norte de Fuencaliente, formando una pequeña fisura de unos 1,79 km de longitud. Tiene una edad de 15 y 18 ka, respectivamente, coincidentes con el máximo descenso del nivel del mar en la última glaciación.

Conos de piroclastos [28]

El cono de Montaña Cabrera tiene un gran cráter de 310 m de diámetro, mientras que el de Montaña del Faro es algo menor. Ambos están formados por lapillis, escorias y bombas de composición básica intermedia.

Coladas de basanitas, tefritas y fonolitas [29]

Las lavas de ambos volcanes son tefritas y tefritas fonolíticas, con potencias altas y profusión de bolas de acreción de gran tamaño.

ERUPCIONES DE PLATAFORMA INDIFERENCIADA

En esta unidad se integran aquellos centros de emisión y coladas cuya conexión espacial y temporal es difícil debido a que están cubiertas por emisiones posteriores y, por tanto, su enlace no es posible. Son erupciones que forman cascadas o plataformas de lava pero no esta clara la posición estratigráfica.

Conos de piroclastos basálticos [30]

Son centros eruptivos formando una alineación cada vez más concentrada en el eje N-S de Cumbre Vieja, aunque también se forman algunas alineaciones de dirección NE-SO en el flanco NE del rift, en la parte alta de Mazo.

Todos están compuestos por piroclastos basálticos de lapillis, escorias y bombas.

Conos y depósitos freatomagmáticos [31]

Se trata de un conjunto de conos que conforman el aparato freatoestromboliano de Montaña Las Goteras, en la costa del este, a 1 km al norte de La Cangrejera. Es más reciente que la Montaña de La Cucaracha, sobre la que se apoya, que corresponde claramente a las erupciones de acantilado.

Coladas basálticas [32]

Forman principalmente el flanco NE y O de Cumbre Vieja y la zona al este de Fuencaliente. Las coladas de esta unidad descienden hacia el mar desde sus centros de emisión en la zona de cumbre, fosilizando casi en su totalidad el acantilado del apilamiento de lavas de la unidad nº27 de leyenda. Ganaron terreno al mar y formaron una plataforma muy visible a lo largo de la costa. Todas las emisiones son de composición basáltica.

Erupciones prehistóricas y recientes

En esta formación están incluidas las erupciones holocenas excepto las históricas. Se consideran tres grupos de volcanes dispersos a lo largo del eje de rift.

GRUPO BIRIGOYO-LA BARQUITA

Conos de piroclastos basálticos [38]

Forma una pareja de volcanes casi superpuestos datados en 6±2 ka, situados en el extremo norte del rift de Cumbre Vieja, a 1,3 km al sur del final del arco de Cumbre Nueva. Sus lavas discurren hacia el valle de Aridane, remansadas hacia el este por el escarpe del arco de Cumbre Nueva.

Coladas [39]

Las lavas, tefritas y tefritas fonolíticas, forman potentes coladas con lóbulos muy marcados. La diferenciación de las lavas y su viscosidad, además de la menor pendiente y posiblemente menor tasa eruptiva, hacen de estas erupciones uno de los pocos ejemplos de lavas que no alcanzan el mar de las que se emitieron desde el rift de Cumbre Vieja.

VOLCÁN SAN ANTONIO-LA CALDERETA

Conos de piroclastos basálticos [40]

Son dos edificios mixtos freato-estrombolianos situados en las inmediaciones de Fuencaliente, de aspecto y edad parecidos. No se conoce su edad con exactitud pero están rodeados por lavas datadas en 3±2, 4±2 y 3.3±0.1 ka.

El gran edificio del volcán de San Antonio, considerado de forma general como originado en la erupción de 1677, no parece totalmente cierto. El hecho de que el gran cono circular este recubierto por lapillis recientes hace que se considere de edad histórica, pero observaciones de campo indican que está rodeado por lavas claramente prehistóricas.

Depósitos freatomagmáticos [41]

Son fases freáticas del San Antonio, que se generaron por explosiones laterales y que debieron extenderse en un amplio entorno del cono volcánico.

Coladas basálticas [42]

Hay coladas básicas del San Antonio, de pequeña extensión, que se dirigieron hacia la costa oeste de la isla, sin llegar al mar.

VOLCÁN FUEGO-VOLCANES DE LA FAJANA

El volcán Fuego es una importante erupción datada en 4±3 ka, por K/Ar, y 3.2±0.1, con C^{14}.

Los volcanes de La Fajana forman un grupo alineado en dirección N-S, situado justo por encima de Las Indias. Tienen una edad de 3±2 ka.

Conos de piroclastos basálticos, basaníticos y tefríticos [43]

Los centros de emisión están situados en el eje de la Dorsal, por encima de Fuencaliente, donde se ha formado el cono del volcán Fuego. Esta erupción se produjo cerca del domo fonolítico del Roque del Pino.

Los volcanes de La Fajana son algo más antiguo que el volcán Fuego, cuyas lavas lo rodean.

Coladas basálticas [44]

Las lavas parten de un conjunto de bocas situadas algo más arriba. Son basálticas, muy fluidas y han formado un extenso lago de lava, que se derrama en varios brazos a ambos lados de la dorsal, formando extensas plataformas costeras.

ERUPCIONES PREHISTÓRICAS

Son aquellas que, consideradas inicialmente como históricas, se han demostrado que pertenecen a fases anteriores, con la excepción del volcán San Antonio, mucho más antiguo. Se incluye asimismo la erupción de la Malforada-Nambroque, por su aparente asociación con la población aborigen.

GRUPO MALFORADA-NAMBROQUE

Forma un conjunto de conos y bocas eruptivas situadas en la cumbre de la Dorsal sobre un domo-colada sálico muy extenso y fracturado, conducto preferente para la emisión a la superficie de los productos que forman tanto estos centros eruptivos como los de la erupción de 1949 (Duraznero y Hoyo Negro).

Las lavas del Nambroque se han datado con C^{14} en una edad de 1.045±90 años.

Conos de piroclastos basálticos, basaníticos y tefríticos [45]

Los centros eruptivos del grupo Malforada-Nambroque son de composición y edad aparentemente similar. Están compuestos por lapillis, escorias y bombas de naturaleza diversa.

Intrusiones de fonolitas juveniles [46]

Se localizan en las proximidades de los volcanes Malforada-Nambroque.

Coladas tefríticas y fonolíticas [47]

Las lavas de ambos centros eruptivos varían de tefritas fonolíticas a fonolitas, con coladas de gran potencia y escaso recorrido.

VOLCÁN MARTÍN Y MONTAÑA QUEMADA

El cono de Montaña Quemada, de aspecto muy reciente y localizado en el extremo norte de Cumbre Vieja, a 4 km al SE de El Paso, ha sido confundida con la erupción de 1585, a partir de la interpretación que hizo del relato de esta erupción Torriani (1559).

Las dudas sobre el carácter histórico de esta erupción han existido hasta hace pocos años. Hubo mucha controversia sobre su edad e, inclusive, si fue realmente en fecha histórica. Su edad definitiva entre 1470-1492 se ha establecido por investigaciones geográficas y geocronológicas. Según esto, es una erupción anterior a la conquista y, por tanto, no tiene documentación escrita. El volcán está situado en el municipio de El Paso junto a otros cráteres de menor importancia que se extienden hacia la costa.

La identificación correcta de esta erupción, también denominada de Tacande, fue realizada con la datación por C^{14} que dio una edad entre 1470 y 1492.

Una confusión similar parece haber ocurrido en la erupción del Martín, en 1646, en que la interpretación de los relatos de testigos oculares ha llevado a incluir en esta erupción un conjunto de conos y coladas que parecen corresponder a una erupción prehistórica próxima a la histórica. Se trata de una alineación de conos volcánicos muy agrupados en el eje de la dorsal.

Tanto los conos volcánicos como las coladas de esta erupción están recubiertos por bocas eruptivas y coladas inequívocamente pertenecientes a la erupción histórica de 1646, situadas al sur de las anteriores.

Conos de piroclastos basálticos [48]

El cono de Montaña Quemada es típicamente estromboliano y está compuesto por lapillis, escorias y bombas.

Los conos del volcán San Martín tienen depósitos mixtos freáticos y estrombolianos en los bordes de cráter, que demuestran la existencia de fases eruptivas muy explosivas.

De estos conos parten unas coladas basálticas de aspecto muy reciente y con profusión de anchos canales de lava, que discurren hacia el mar, y que alcanzan al sur de la Punta de Tigalate.

Depósitos freatomagmáticos [49]

Están presentes en los bordes de cráter del volcán Martín, evidenciando fases eruptivas explosivas.

Coladas basálticas [50]

Las lavas de Montaña Quemada son de composición basáltica y fluyen hacia el norte y el oeste por el valle de Aridane, deteniéndose a la cota 270

m, muy próximo al actual núcleo urbano de Triana.

De los conos del volcán San Martín se emitieron unas coladas basálticas de aspecto muy reciente y con profusión de anchos canales de lava, que discurren hacia la costa, entrando en el mar al sur de la Punta de Tigalate.

Erupciones históricas

En la isla de La Palma se han producido seis erupciones históricas desde el siglo XVI. Todas han sido del tipo estromboliano con aparición de los típicos conos volcánicos de tefra, desde los que salieron lavas que descendieron por las laderas alcanzando distancias cortas y medias. Muchas de ellas han ganado terreno al mar, dejando inactivo el acantilado formado por el apilamiento de lavas basálticas que actualmente esta cubierto por grandes cantidades de materiales de las erupciones posteriores.

Las erupciones históricas tienen, con frecuencia, un conjunto de características similares, como la asociación con domos sálicos antiguos (surgen cerca de ellos), y la presencia de múltiples bocas eruptivas, a veces considerablemente alejadas entre sí. Los centros de emisión más altos suelen actuar como conductos de desgasificación, emitiendo grandes volúmenes de piroclastos que conforman conos volcánicos o cráteres de explosión, y grandes mantos de piroclastos de dispersión. Por su parte, los conos inferiores suelen emitir gran cantidad de lavas fluidas a través de fisuras, sin formar a veces más que hornitos o pequeñas bocas eruptivas.

ERUPCIONES DEL SIGLO XVI

En el siglo XVI sólo hubo una erupción en la isla de La Palma, la que se ha denominado Tahuya, Tajuya o Jedey. Está descrita en un relato del ingeniero italiano Leonardo Torriani, que la presenció. Aunque Torriani escribió el relato en 1586, éste sólo se publicó en 1592.

La erupción comenzó en una zona de cultivos que destruyó completamente. El ingeniero Leonardo Torriani la describió en 1592 diciendo: "La erupción comenzó el 19 de mayo de 1585 y el foco de actividad está situado a unos 800 m sobre el nivel del mar. Las coladas de lava se derramaron por la ladera occidental de la dorsal de la Cumbre Vieja, entre el poblado de Jedey y el Charco de Las Palmas y dieron origen a cambios importantes en el litoral insular, en la zona comprendida entre Puerto Naos y El Remo".

Sin embargo, el rasgo más sobresaliente de esta erupción fue la formación de varios pitones volcánicos (Roques de Jedey), conocidos popularmente con el nombre de "Los Campanarios".

La erupción duró hasta el 10 de agosto.

Conos de piroclastos basálticos [51] y Coladas basálticas [52]

La erupción del Tahuya tuvo varias bocas eruptivas situadas sobre un domo fonolítico antiguo, ubicado por encima del pueblo de Jedey, en el flanco occidental de Cumbre Vieja. Las coladas discurren hacia el mar, formando en el cantil costero cascadas de lava y amplias plataformas de lava en el litoral.

El empuje de la lava parece que levantó agujas de las fonolitas antiguas, proceso acompañado de fuerte sismicidad según indica Torriani en su crónica (1592).

Esta erupción es un ejemplo espectacular de la utilización, ya indicada, de los domos fonolíticos antiguos, muy fracturados, como vía preferente de salida de las erupciones recientes e históricas.

Las coladas de la erupción de Jedey son basaltos.

Fonolitas juveniles intrusivas [53]

Además de la emisión de coladas basálticas de la erupción del Tahuya, se emitieron también fonolitas juveniles que, por su extrema viscosidad, se emplazaron como domos y criptodomos. Estas fonolitas son diferentes de las correspondientes al domo más antiguo sobre el que se produjo la erupción. Corresponden a los pequeños domos y criptodomos que aparecieron en la boca de emisión.

ERUPCIONES DEL SIGLO XVII

En este siglo se produjeron dos erupciones en la isla de La Palma: en 1646, la del volcán Martín o de Tigalate, que cuenta con relatos de testigos oculares, y, en 1677, la de San Antonio. Esta última erupción ha sido, al parecer, erróneamente asociada con el volcán de San Antonio (ver el nº 40 de leyenda).

Sesenta y un años después de la erupción del volcán Tahuya (1585) se produjo la erupción del volcán de Martín, que afectó especialmente a los pagos de Tigalate y Fuencaliente. El cono principal se encuentra en el extremo sur de la Cumbre Vieja, a una cota de 1.808 m de altura, y a unos dos kilómetros de la montaña de El Cabrito.

La erupción comenzó el 2 de octubre de 1646 en una montaña que llamaban de la Manteca y cesó el 18-21 de diciembre del mismo año. Durante todo este intervalo, los terremotos fueron intensos y continuos.

El volcán derramó cuatro o cinco lenguas de lavas hacia la vertiente oriental de la isla, entre los límites de Mazo y Fuencaliente. La lluvia piroclástica fue tan grande que llegó incluso a la isla de Tenerife, afectando a los cultivos y el ganado.

En 1677, sólo 28 años después de la erupción del volcán San Martín, tuvo lugar la erupción del volcán de Fuencaliente, que comenzó el 17 de noviembre en las proximidades del volcán de San Antonio, al sur de Fuencaliente. Durante los cinco días anteriores a ella, los terremotos fueron continuos. En total se llegaron a abrir 18 bocas. Las corrientes de lava llegaron al mar y produjeron la plataforma actual sobre la costa, al ocupar la rasa marina, que hoy está cubierta por los cultivos. Las lavas sepultaron la Fuente Santa, que tenía gran fama y era muy visitada por los enfermos en busca de curación. El volcán estuvo en actividad durante 66 días, hasta el 21 de enero de 1678.

Conos de piroclastos basálticos [54] y Coladas basálticas [55]

La erupción del volcán Martín presenta dos centros eruptivos separados, uno en la cota 1.380 m sobre el eje de la Dorsal, apoyado en la base del volcán Martín previo, y el otro en la costa (El Búcaro) en el Puertito. El centro eruptivo costero (El Búcaro) está constituido por dos hornitos de los que parten lavas muy fluidas, que forman una reducida plataforma costera en forma de delta.

Las coladas del volcán Martín son típicos basaltos de textura porfídica. Presentan en su recorrido hacia el mar amplios canales de lava. En el cantil costero forman cascadas de lava y, en la costa, una reducida plataforma de lava.

El volcán de Fuencaliente tiene dos centros eruptivos, uno adosado al flanco norte del San Antonio y que sólo emitió piroclastos, y otro, con una fisura eruptiva con varias bocas, en la base del San Antonio y en las inmediaciones del domo fonolítico del Roque Teneguía. Las bocas inferiores de la base del San Antonio emitieron numerosas coladas que discurrieron en cascada hacia el mar, formando una amplia plataforma costera.

ERUPCIONES DEL SIGLO XVIII

En este siglo ocurrió una sola erupción en la isla de La Palma; fue la erupción del año 1712 que se denominó el volcán del Charco y cuenta con una crónica de un testigo ocular.

El volcán entró en erupción sólo 35 años después del de Fuencaliente. Se abrieron 12-14 cráteres de diverso tamaño y emitieron coladas de lava que cubrieron la costa suroccidental de la isla, llegando hasta el mar y ocupando una de las mayores propiedades agrícolas insulares (de la que toma el nombre).

Conos de piroclastos basálticos [56,] Depósitos freatomagmáticos [57] y Coladas basálticas [58]

La erupción del volcán del Charco consta de un cono volcánico (Montaña Lajiones) y varias bocas eruptivas con forma de hornito alineadas en una

fisura de dirección NO-SE y 2,5 km de longitud. El cono esta compuesto por tefra basáltica con algunos niveles de depósitos freatomagmáticos (no 57 de leyenda).

Esta erupción emitió gran cantidad de lavas basálticas en numerosos brazos.

ERUPCIONES DEL SIGLO XX

En este siglo ocurrieron dos erupciones volcánicas en La Palma; en el año 1949, la del volcán San Juan o Duraznero, y en el año 1971, la del volcán Teneguía.

La erupción de San Juan ocurrió tras un largo periodo sin actividad volcánica en la isla (237 años). Comenzó el 24 de junio en una grieta del volcán Duraznero con un episodio freatomagmático que duró hasta el 8 de julio. Este día, una fisura en Llano del Banco, a 3 km en dirección Noroeste, tomó el relevo, emitiendo una colada que llegó a la costa oeste en Puerto Naos. El 12 de julio, el Hoyo Negro, inició una violenta erupción freatomagmática que duró hasta el 27 de ese mes, momento en el que cesó toda actividad. El 30 de julio, la erupción acabó con 12 horas de intensa actividad en los dos picos.

La erupción del Teneguía, ocurrida en 1971, ha sido la última de la isla y del archipiélago canario. Se inició como una fisura eruptiva que acabó formando un conjunto muy agrupado de conos volcánicos justo en lo alto del cantil costero, en las inmediaciones del Roque Teneguía. La erupción comenzó el 26 de octubre de 1971 y finalizó el 19 de noviembre; duró 24 días. Surgió en la punta sur de la isla y emitió varias lenguas de lava que alcanzaron el mar.

Conos de piroclastos basálticos [59]

En la erupción de San Juan se repite la disposición en múltiples centros de emisión, bastante alejadas entre sí. Presenta tres bocas eruptivas, de las que las dos superiores, Hoyo Negro y El Duraznero, se emplazan en la cumbre de la Dorsal, siguiendo una alineación N-S. El tercer centro eruptivo, en el Llano del Banco, se emplaza a cota más baja (1.300 m) del flanco occidental de la Dorsal y a una distancia de 3 km de los anteriores. El volcán de El Duraznero generó un cono de tefra y varias bocas alineadas en una fisura eruptiva N-S.

El cráter eruptivo de Hoyo Negro no presenta coladas y sus materiales de emisión piroclástica corresponden a basaltos, tefritas y fono-tefritas.

Depósitos freatomagmáticos [60]

Los centros eruptivos superiores de la erupción de San Juan son fundamentalmente explosivos de tipo freatomagmático. El de Hoyo Negro apenas tiene componente magmático, correspondiendo fundamentalmente a erupciones mixtas freato-estrombolianas que acaban produciendo un amplio cráter explosivo.

Coladas basálticas [61]

Del volcán Duraznero surgieron coladas basálticas que rellenaron un antiguo cráter y discurrieron hacia el este por el cauce del barranco de La Lava, llegando hasta muy cerca de la costa.

La principal emisión de lavas surgió del centro eruptivo del Llano del Banco, donde una fisura en el cauce de un barranco emitió lavas que discurrieron formando un ancho canal de lava. Se desplomaron en cascada sobre el cantil costero, produciendo una plataforma en delta, de unos 6 x 3,5 km, donde actualmente esta instalado el faro de Puerto Naos.

El volcán Teneguía emitió, en diversas fases, coladas basálticas que discurren hacia el mar, donde formaron una amplia plataforma costera, en buena parte sobre la anterior de 1677. Las lavas son todas de términos basálticos.

Depósitos sedimentarios cuaternarios

Sedimentos pleistocenos

Se agrupan aquí todos los sedimentos de diverso origen que afloran en el interior de La Caldera de Taburiente, destacando la potente formación epiclástica de la desembocadura del barranco de Las Angustias, conocida generalmente como los sedimentos de El Time. También se asignan a esta unidad los potentes sedimentos aluviales que rellenan el cauce del barranco del Riachuelo, que nace en La Cumbrecita y discurre al pie del arco de Cumbre Nueva.

En el interior de la Caldera de Taburiente afloran varios depósitos de facies sedimentarias, que ocupan posiciones distintas dentro de ella y que, además, aparecen como afloramientos desconectados unos de otros.

El predominio de las facies de arcillas formadas por decantación y los restos vegetales fósiles que contienen algunos de estos depósitos, parecen indicar un ambiente de sedimentación de tipo lacustre. El desarrollo de este paleolago o, en su caso, el conjunto de pequeñas lagunas interiores, indicaría que durante algún tiempo, la caldera, o parte de ella, permaneció cerrada recibiendo un aporte de agua desde el borde del circo.

Formación sedimentaria de La Mata (depósitos de ladera y lahares) [33]

Forma una banda de unos 4 km entre las cotas 950 y 1.200 m por encima de La Mata. Aunque la mayor parte del depósito está superpuesta a las coladas del tramo superior de Edificio Taburiente, algunas coladas de esta formación aparecen intercaladas o recubriendo los sedimentos.

El depósito tiene facies muy cambiantes, predominando los rellenos de varios metros de potencia. La matriz es fundamentalmente arcillosa, siendo en todo momento el soporte de los clastos. No hay huellas en ella de restos volcánicos atribuibles a cenizas o lapillis.

La interpretación del origen de esta formación es difícil. Lo más probable es que se trate de una serie de depósitos de “debris-flow” masivos, sin estructuras de orden interno, con intercalaciones de niveles delgados conglomeráticos de carácter más aluvial.

Materiales epiclásticos del "fan-delta" marino del barranco de Las Angustias [34]

La potencia y visibilidad de este gran depósito sedimentario, que se extiende desde la zona de La Viña hasta la desembocadura del barranco de Las Angustias, hace que sean conocidos desde el siglo XIX. Los estudios más recientes realizados en 1999 los separan en dos unidades litoestratigráficas diferentes: una inferior, que denominan Unidad Piroclástica del barranco de Las Angustias (de origen volcánico) y otra superior, denominada como Unidad Epiclástica del barranco de Las Angustias (de origen sedimentario). Globalmente se considera que la formación de El Time es de origen sedimentario.

Está constituida mayoritariamente por conglomerados mal seleccionados, con frecuentes cambios laterales de facies, que en conjunto tienen unos espesores variables oscilando de 100 a 300 m. Estos materiales se apoyan discordantemente sobre las formaciones volcánicas del Edificio Taburiente (en la margen derecha del barranco) y de El Bejenado (en la margen izquierda). Posteriormente, la formación está fosilizada por los volcanes de Los Llanos de Aridane y Argual y las lavas de la Dorsal de Cumbre Vieja.

Dentro de esta formación se distinguen las siguientes facies sedimentarias:

- “Debris flows”: Niveles de paraconglomerados con los clastos soportados por la matriz, dispuestos en cuerpos de 1 a 2 m de espesor, con la base y el techo planos, sin capacidad erosiva.
- “Sheet floods” de gravas: Cuerpos tabulares de conglomerados y gravas granosoportados, que ocupan una extensión lateral variable.
- Depósitos de tamiz (“sieve”): Cuerpos lobulados constituidos por gravas sin matriz, con una media de 0,20 m de espesor.
- Canales: Cuerpos de gravas con base cóncava y techo plano, de espesor variable entre 0,40 y 0,80 m, con una extensión media de 1,5 a 2 m.

- Canales principales: Cuerpos de base cóncava y techo plano, con geometría de canal, con un espesor medio de 3 m y anchura de 5 m.
- Barras de gravas longitudinales: Cuerpos con morfología lenticular, con un espesor variable entre 0,50 y 1 m, que se acuñan lateralmente y están constituidos por gravas, con matriz arenosa.
- Barras de gravas laterales: Cuerpos de geometría lentejonar y, en algunos casos, sigmoidal, con espesores medios de 0,80 m, constituidos por gravas y conglomerados.
- Limos y arcillas de inundación: Limos y arcillas de colores blancos a ocre. Se presentan rellenando zonas deprimidas intercanal, con espesores que varían desde los 0,10 hasta 2 m.

Estudiando el conjunto de características que definen a los materiales sedimentarios del barranco de Las Angustias, podemos definir que estos depósitos son típicos de un ambiente de sedimentación tipo "fan delta", caracterizado por descargas fluviales efímeras y muy energéticas producidas por precipitaciones estacionales en un clima templado. El área madre inicial de estos depósitos sedimentarios pudo ser un cono volcánico (volcán de La Viña). Sólo cuando la erosión remontante lo corta afluyen materiales de las paredes de la actual Caldera de Taburiente.

En la actualidad, la erosión se ha encajado a lo largo de toda La Caldera, por lo que en los depósitos del barranco actual de Las Angustias el porcentaje de clastos de las formaciones submarinas, sus complejos intrusivos y los materiales subaéreos antiguos es muy superior al observado en los sedimentos de El Time.

Materiales epiclásticos del "fan-delta" lacustre de Cumbre Nueva [35]

Están localizados en la parte media del barranco del Riachuelo, y su frente se encuentra en la zona de la ermita de La Virgen del Pino (municipio de El Paso).

Esta formación se interpreta como un "fan delta" lacustre. Una explicación más sencilla es que esta acumulación se deba al taponamiento de la salida del barranco del Riachuelo, al rellenarse el cauce con los conos periféricos del Bejenado, ya descritos, y con coladas de Cumbre Vieja.

El espacio de acomodación que existía en el momento de producirse la sedimentación de estos materiales era una pequeña cuenca limitada por el gran escarpe del arco de Cumbre Nueva, El Bejenado y toda una seriación de pequeños conos volcánicos interpuestos en la cuenca (La Montañita; Montaña de Antonio José). Esta depresión, en la que se originó un lago, recogió todo el aporte fluvial que provenía de estadios anteriores de la Caldera de Taburiente, a través del barranco de El Riachuelo.

El depósito está constituido por unos materiales detríticos gruesos, mal seleccionados, asimilables a los depósitos de un abanico aluvial.

Coluviones y depósitos de ladera [36]

Tan sólo se han podido observar piedemontes claramente antiguos en la Fajana de Barlovento, donde aparecen dos familias de coluviones; los más antiguos están muy compactados, con intercalaciones de coladas que fluyen desde la zona de la laguna de Barlovento, pertenecientes al tramo superior del Edificio Taburiente.

Suelos de alteración de lapilli [37]

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

Al parecer, se trata de piroclastos finos provenientes de las erupciones que formaron el grupo volcánico de la citada laguna de Barlovento.

Sedimentos holocenos

Debido a la juventud de la isla y a sus grandes relieves y costas acantilados, el volumen de sedimentos cuaternarios es pequeño. Sólo se encuentran en pequeñas depresiones sin significado cartográfico.

Terrazas aluviales recientes [62]

En la isla de La Palma hay terrazas representativas de las oscilaciones de los niveles de base, y están más presentes los depósitos aluviales.

El barranco con depósitos de acarreo importantes es el de Las Angustias, que drena todo el interior de la Caldera de Taburiente. El relleno adquiere una potencia significativa por debajo de la cota de 250 m, especialmente en la zona de costa, donde forma un ensanchamiento con llanura aluvial de unos 250 m de anchura.

En menor medida, el barranco de El Riachuelo lleva algún depósito de acarreo procedente sólo del drenaje del arco de Cumbre Nueva, por estar ya desconectado del drenaje del interior de la Caldera. El depósito se restringe a una franja que discurre bordeando las lavas de Cumbre Vieja, partiendo desde las inmediaciones de Montaña Quemada.

Aparte de los ya citados, se encuentran depósitos aluviales de alguna importancia en los cauces medios y bajos de los barrancos del flanco SE del escudo, en las inmediaciones de Santa Cruz de La Palma (barrancos de Carmen Dorador, La Laja, La Madera, El Río, Las Nieves y Juan Mayor).

Aluvial (relleno de barrancos) [63]

Además de los descritos en los barrancos de Las Angustias y El Riachuelo, hay otros cursos menores en la isla que también llevan depósitos sedimentarios actuales.

Depósitos aluviales de alguna importancia se encuentran en los cauces medios y bajos de los barrancos del flanco SE del Dominio Taburiente, en las inmediaciones de Santa Cruz de La Palma (barrancos de Carmen Dorador, la Madera, El Río, Las Nieves y Juan Mayor) y en el cauce final de los barrancos del este (del Agua, San Juan, La Galga, Hondo, Nogales y Seco).

El depósito aluvial del barranco de Las Angustias alcanza un desarrollo más importante, debido a la intensidad de los procesos erosivos en las paredes e interior de la inestable Caldera de Taburiente. Son especialmente destacables las zonas de depósito aluvial del río Taburiente (cauce alto del de Las Angustias) y el tramo bajo del de Las Angustias, por debajo de la cota de 250 m.

Coluviones y depósitos de ladera [64]

Las pronunciadas pendientes y la fuerte erosión que existe en la isla propician la formación de abundantes coluviones y depósitos de ladera, asentados principalmente en los cantiles costeros al norte del puerto de Tazacorte, en la pared de la Caldera de Taburiente y en el arco de Cumbre Nueva.

En la Dorsal de Cumbre Vieja apenas existen barrancos con rellenos apreciables, y los depósitos de ladera están, en general, poco desarrollados, a excepción de los existentes entre Puerto Naos y Punta Banco, en el flanco occidental de la Dorsal, que adquieren gran potencia y desarrollo.

Avalanchas y desplomes ("rock falls") [65]

Son muy abundantes en los acantilados costeros y en la pared de la Caldera de Taburiente.

Son deslizamientos gravitatorios en masa que afectan a los grandes lienzos de las paredes de los cantiles. Frecuentemente se observan en las paredes y cantiles las cicatrices de donde proceden estos desplomes.

Las costas de barlovento son muy inestables debido a la fuerte agresión marina, lo que contribuye fundamentalmente a su rápido retroceso. Los desplomes costeros más significativos de La Palma son los de la playa de La Veta, Montaña La Negra, la costa de El Arrogante y las Fajanas de Los Hombres y Correa.

Los más voluminosos son los depósitos de avalancha de la pared de la Caldera de Taburiente, especialmente el Lomo Goteras, en la pared NE, y las avalanchas del sector NO, entre el Risco de Los Camacho y Morro Colorado. Estos desplomes de la pared, que tanto contribuyen a su ensanchamiento, son muy frecuentes y originan cambios drásticos en el régimen fluvial de la misma. Algunas son muy voluminosas y recientes, como el de Risco Liso.

Depósitos de playa cementados ("beach rocks") [66]

Afloran en el borde litoral oeste de la isla, entre Puerto Naos y el faro de Fuencaliente. Corresponden a arenas y conglomerados cementados de antiguos niveles de playa, hoy levantados.

Playas de arenas y cantos [67]

Al igual que ocurre con los depósitos aluviales, tampoco abundan las playas en la isla de La Palma. Solamente hay pequeñas ensenadas con apenas un ligero recubrimiento de cantos y arenas, como playa Nueva, Charco Verde, Zamora, El Faro, Los Cancajos, etc., que son muy cambiantes, a expensas de la acción del oleaje.

Todas estas playas son de bloques y cantos, más o menos redondeados, o de cantos y arenas basálticas, con su característico color negro. Son aún más escasas las formadas únicamente por arena, destacando como las más importantes de este tipo las de La Veta, La Fajana de Los Hombres y Nogales.

Depósitos antrópicos [68]

Son muy pocos los depósitos de este tipo al no haberse realizado en la isla grandes obras de infraestructura. Hay que destacar exclusivamente las dos superficies que se allanaron para los aeropuertos (antiguo y nuevo), sobre todo la del nuevo en la costa, y pequeñas escombreras y depósitos de residuos dispersos por la isla.