



Vista de Barros II desde Montaña de Santidad

CAPÍTULO 5

***DESCRIPCIÓN Y MAPAS
GEOLÓGICOS DEL
VULCANISMO HOLOCENO***

5.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se van a caracterizar cada una de las erupciones holocenas surgidas en Gran Canaria. Para ello se realizará una breve descripción de cada una de las unidades volcánicas que configuran estas erupciones.

En primer lugar la descripción del cono, destacando su adaptación al terreno del cual emerge, dirección del cráter, estructura del edificio, etc., con el fin de poder identificar el tipo de erupción a partir de estas características.

En segundo lugar, para el flujo de lava se describen las distintas estructuras y morfologías que presenta al inundar el fondo del cauce, así como el grado de erosión sufrido.

Para la última unidad volcánica, los piroclastos de caída de dispersión horizontal, se indica la dirección dominante del manto de los niveles piroclásticos sobre el terreno así como los espesores medios que presenta.

A partir de estas descripciones, se establece la cartografía geológica a escala 1/5.000, representándose mediante mapas y bloques 3D. Además, gracias a los trabajos de reconstrucción paleotopográfica (ver capítulo 4), se representan otros dos bloques 3D: el antes y el inmediatamente después de las erupciones. Para facilitar la comparación, los tres bloques 3D se representan con idéntica perspectiva. Estos bloques 3D son puntos de partida para los cálculos morfométricos de cada unidad volcánica analizada (ver capítulo 8).

Para las descripciones de las diferentes erupciones, se ha adaptado el orden crono-estratigráfico surgido de los estudios geocronológicos (ver tabla 6.2), desde el más antigua (Erupción El Draguillo) hasta la más reciente conocida (Erupción de Bandama).

5.2. ERUPCIÓN DE EL DRAGUILLO

La erupción de El Draguillo se desarrolla sobre una escarpada ladera meridional del barranco del mismo nombre, el cual sirve de límite de los municipios de Telde y Agüimes, al Norte y Sur respectivamente. La erupción desarrolló un cono estromboliano con un cráter en herradura abierto hacia el NE que surge directamente del escarpe meridional del Barranco del Draguillo, a partir de una chimenea fisural que se distingue fácilmente debido a la erosión sufrida en el cono. Los materiales fragmentarios que se acumulan muy próximos a la boca eruptiva (lo que da idea de una baja explosividad) se adaptan a una pendiente muy acusada, condicionante principal que no permite una definición clara tanto en la morfología como en la estructura del cono. De esta forma la estructura del cono presenta un cráter muy desventrado en todos sus flancos, sobre todo su flanco NE que ocupa completamente el fondo del barranco, obligando a los procesos erosivos (erosión fluvial) a incidir en el mismo (Fig. 5.1).



Figura 5.1: Vista general del cono en dirección SE. Se observan retazos del cono que aún hoy se conservan, a pesar de las fuertes pendientes que originan deslizamientos gravitacionales y fácil erosión de sus laderas. La línea blanca discontinua muestra el límite del cono.

Las lavas surgen directamente desde el cráter, localizado en una posición de media vertiente hasta a fondo de barranco, formando un pequeño domo con morfología en champiñón, que en la actualidad ha quedado aislado como resultado de los procesos erosivos. Si bien cerca del cono pueden apreciarse varias coladas de lavas, con alternancia de escorias entre las mismas, a poca distancia aguas abajo sólo fluye una lava que discurre directamente por el fondo del barranco. En el recorrido del flujo de lava se identifican saltos en el cual aflora sustrato, con una altura variable de dependiendo del grado de incisión de 2 a 8 m, dejando a ambos

lados del fondo del barranco restos de la colada. Gracias a la erosión remontante del barranco, la lava crea saltos en los que son comunes los desplomes por gravedad, ayudado porque el sustrato sobre el que se adapta la lava es un aluvial antiguo y restos de piroclastos de dispersión, fácilmente erosionables. La lava va rellenando el barranco, muy encajado y serpenteante, actuando como tapón, obligando a la erosión fluvial posterior a incidir en la misma lava y no por sus bordes. La lava presenta una disyunción predominantemente en bolas a techo, en ocasiones alteración en cáscara de cebolla, pasando a ser prismática en su parte intermedia, y poco desarrollo escoriáceo tanto en su techo como en su muro (Fig. 5.2). A mitad de recorrido destaca una intumescencia que generó una estructura en hornito, a través del cual se producirían expulsiones de gases y pequeños derrames lávicos secundarios.



Figura 5.2: Vista general de la lava donde se observa diversas morfologías en el mismo flujo: disyunción en bolas (A) y disyunción prismática (B). El sustrato está formado por sedimentos aluviales de carácter conglomerático (C)..

Los piroclastos de dispersión, de poco espesor (1,5 m de media) se localizan al S y SO muy próximos al centro de emisión. Por tanto, los vientos predominantes en el momento de la erupción fueron del N-NE. No existe un control estratigráfico respecto a otras erupciones holocenas ya que es un centro de emisión aislado.

Las figuras 5.3 y 5.4 presentan una visión aérea en perspectiva 3D de la erupción y un mapa con la cartografía de las unidades volcánicas, respectivamente.

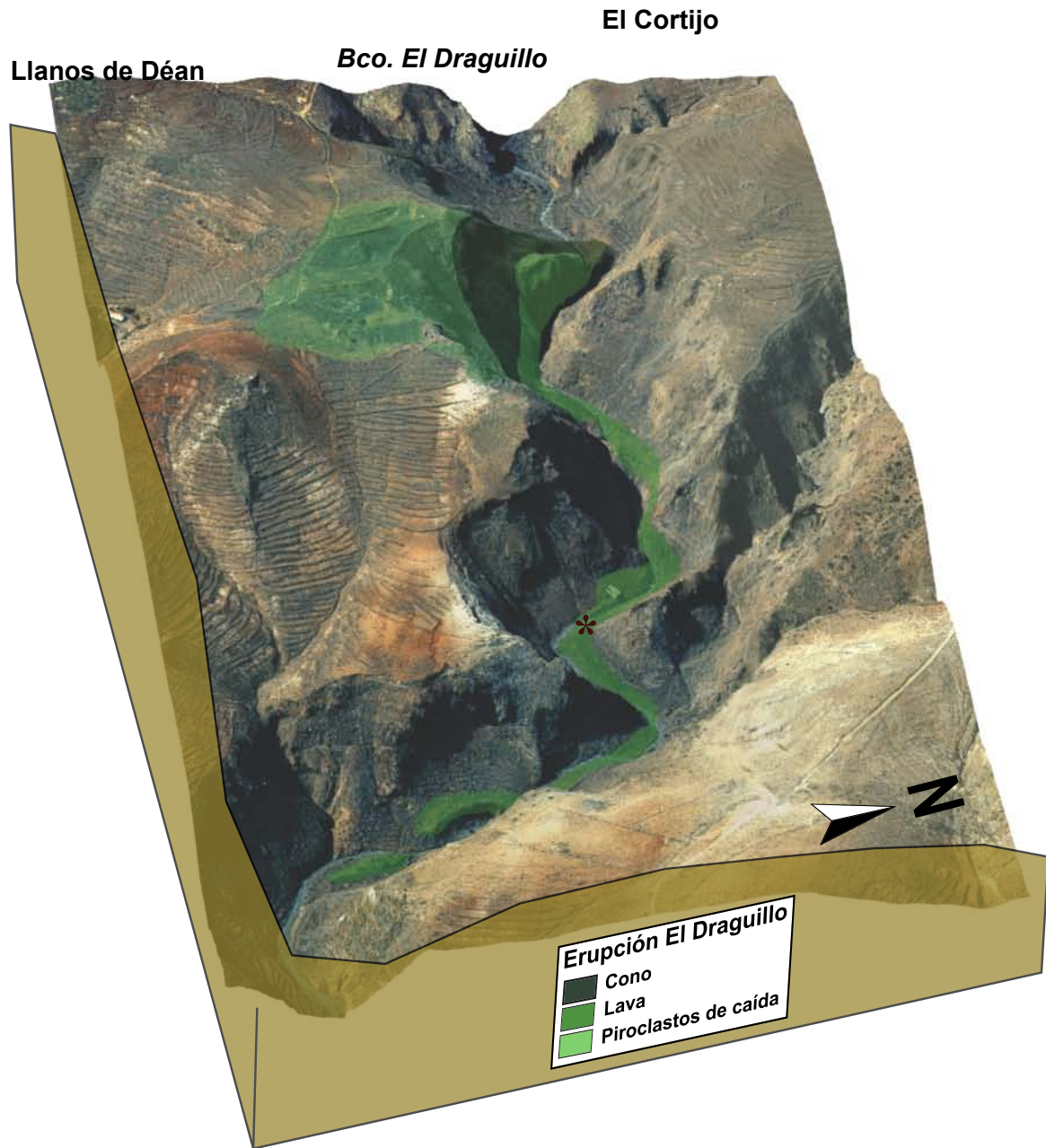


Figura 5.3: Vista en 3D desde el ESE de la erupción de El Draguillo. Se observa la adaptación de las unidades volcánicas cartografiadas al relieve. El significado de los símbolos aparece en el mapa siguiente.

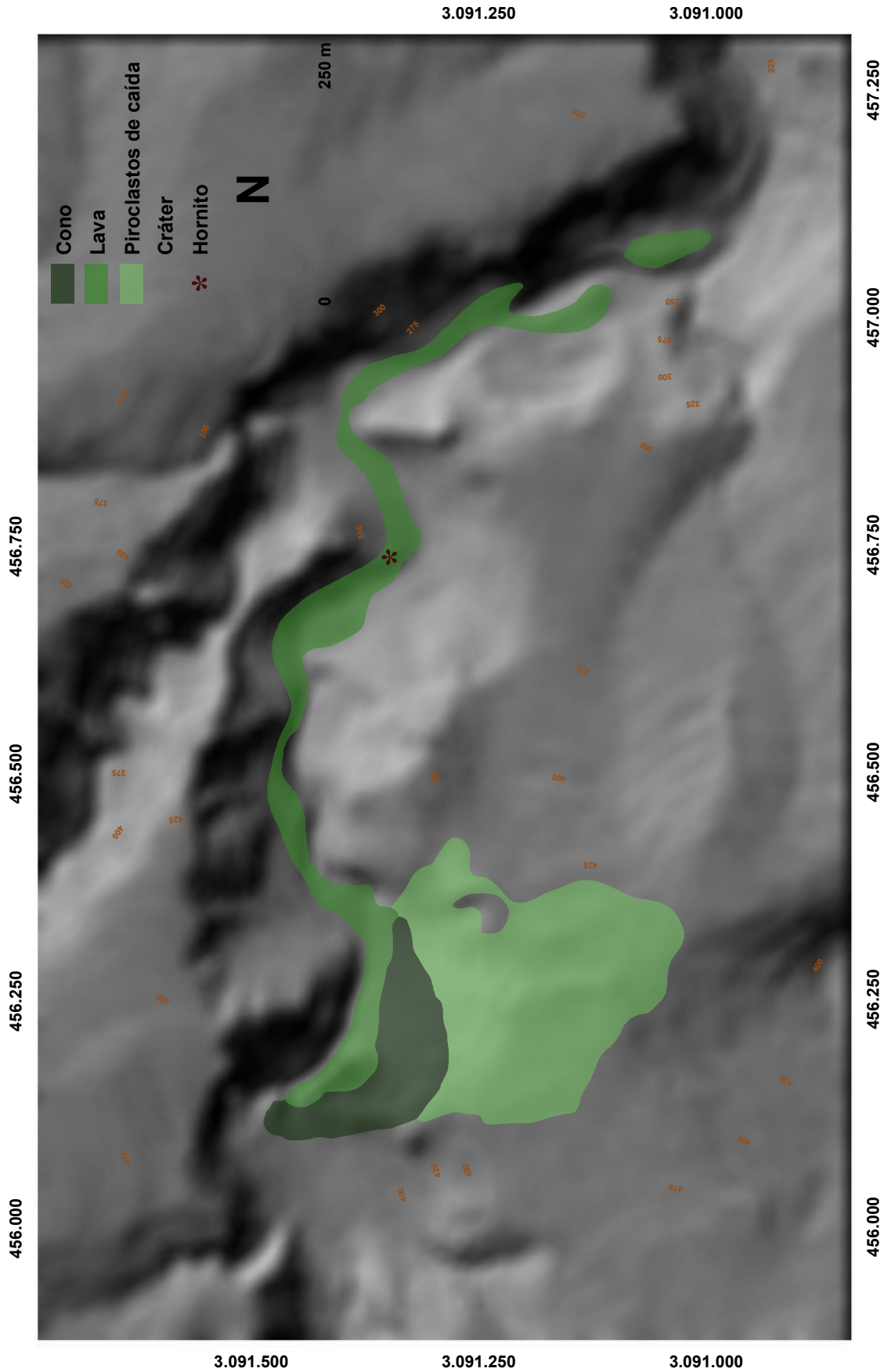


Figura 5.4: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de El Draguillo.

La topografía previa a la erupción de El Draguillo (Fig. 5.5), a pesar de ser ésta la más antigua del vulcanismo holoceno en Gran Canaria, sería no muy distinta a la actual, con laderas de fuerte pendiente y un barranco encajado en el que tendría lugar una gran acumulación de sedimentos aluviales de diversa granulometría (ver Figura 5.2). La zona afectada por el cono puede observarse que prácticamente es similar a la actual, debida al fuerte desmantelamiento sufrido en el mismo que la ha devuelto a su forma original.

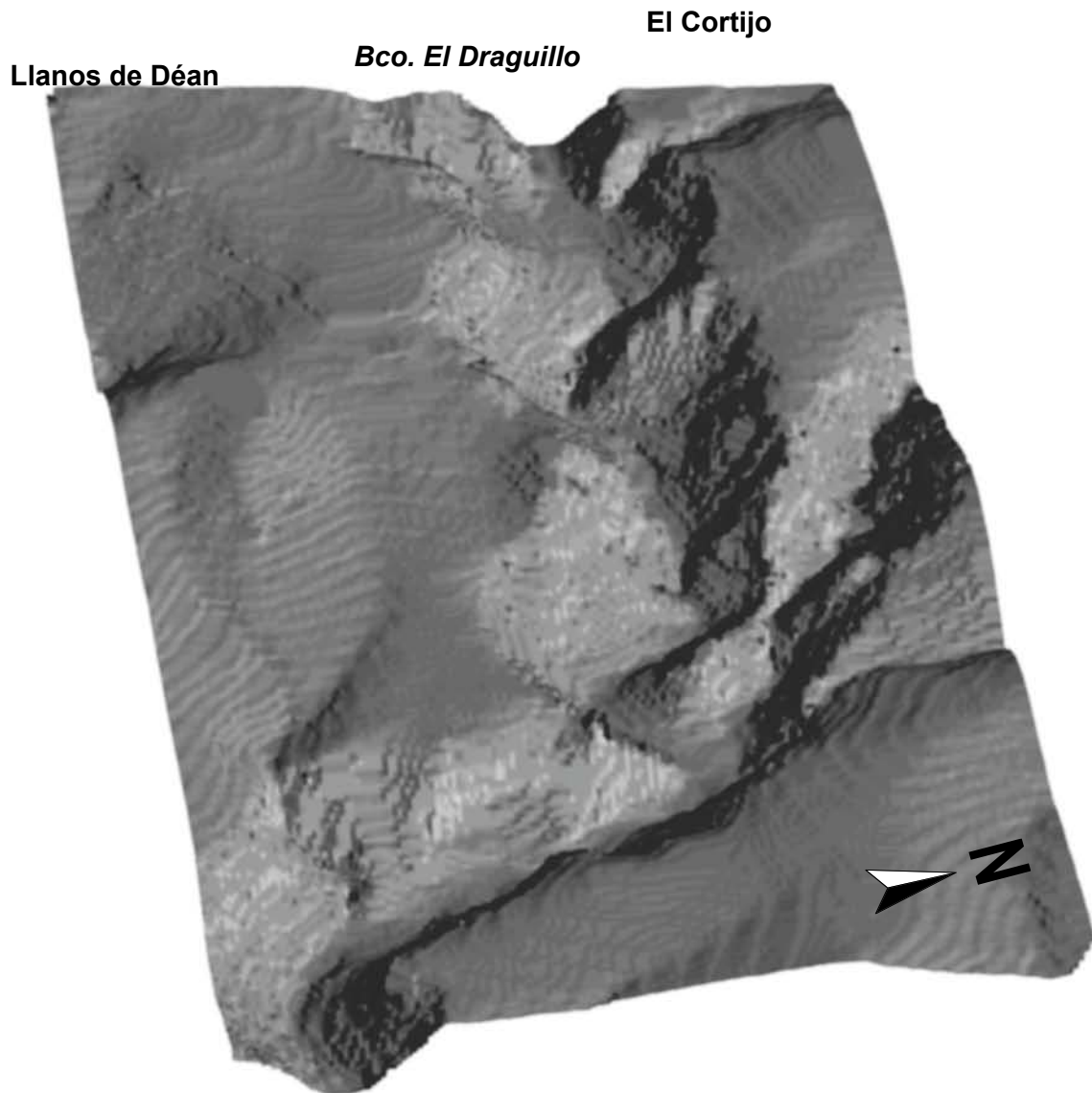


Figura 5.5: Vista en 3D desde el ESE del relieve pre-erupción de El Draguillo. Obsérvese la morfología de las laderas y fondo del cauce previa a la erupción.

En cambio, la morfología que presenta después de la erupción (Fig. 5.6) cambia sustancialmente, no sólo la zona donde emerge el edificio volcánico, a media ladera y fondo del cauce, sino también se modifica el curso habitual del cauce tanto aguas arriba, actuando el cono como represa, como aguas abajo, donde la lava obliga a una nueva incisión más sinusoide. Poco a poco, la erosión hídrica va recuperando sus antiguos cauces, si bien siguen existiendo trayectos donde el actual cauce se encaja directamente en la lava. El final de la lava coincide en la actualidad con un potente salto en el relieve (≈ 8 m), fruto de la erosión remontante por parte del barranco para intentar capturar su antiguo cauce aguas arriba.

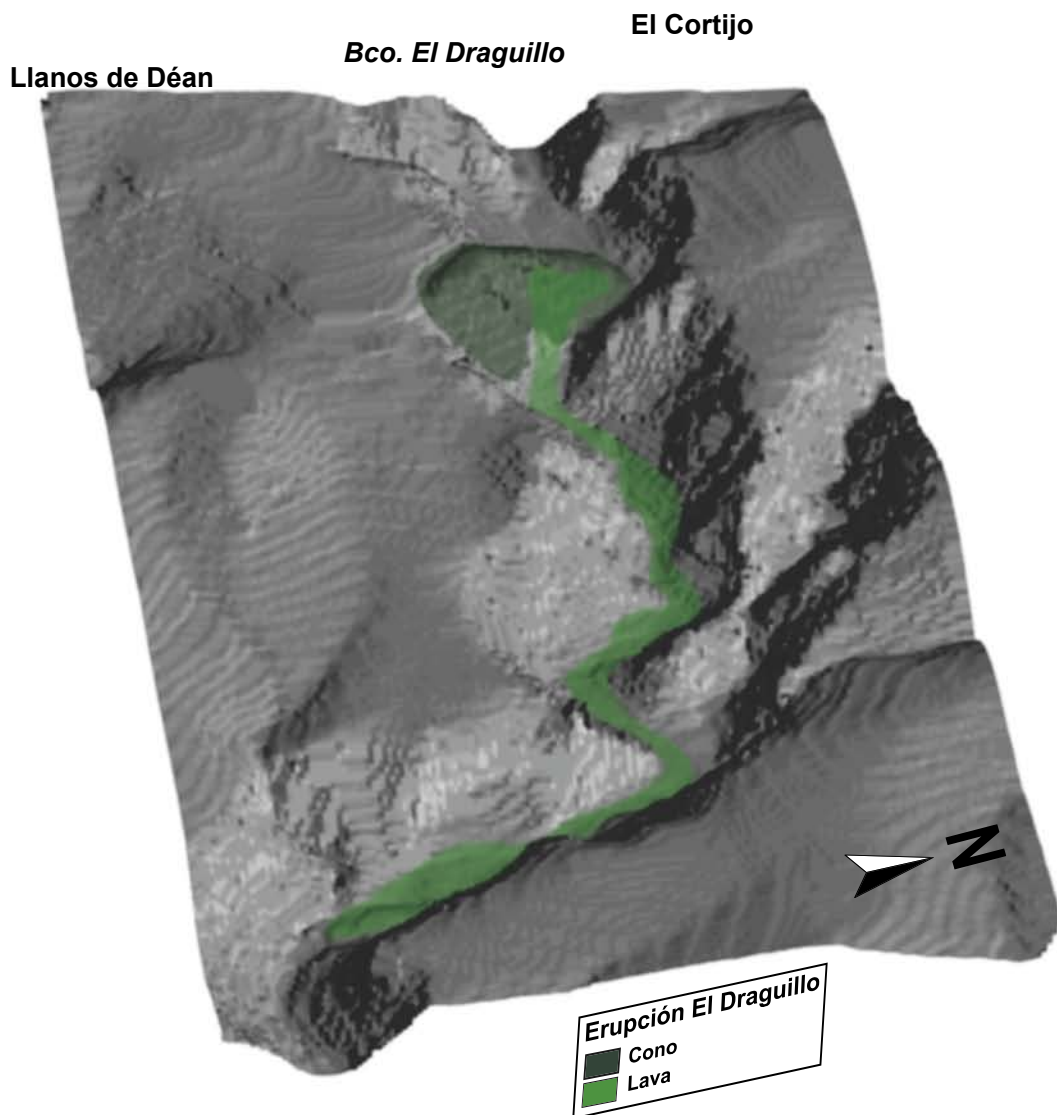


Figura 5.6: Vista en 3D desde el ESE del relieve post-erupción de El Draguillo. Obsérvese la morfología del cono y cráter adaptado a la pendiente de la ladera y cómo el salidero de lava emerge a media ladera e inunda completamente el fondo del cauce.

5.3. ERUPCIÓN DE MONTAÑA DE BARROS II

El edificio volcánico de Barros II consta de dos conos, uno principal que se desarrolla en la ladera septentrional del barranco de la Palma, hasta el fondo del barranco, y otro secundario localizado en la divisoria conocida como Lomo de Magullo (municipio de Telde). Ambos conos presentan una estructura escoriácea ligeramente soldada y con presencia de bombas volcánicas. En el cono secundario se observa una acumulación de aglutinados escoriáceos próxima a la salida del cráter, así como restos de un relleno lávico.

El cono principal presenta un cráter en herradura asimétrico, abierto hacia el NE. Hacia el S se observa un cambio en la orientación de las capas que pudiera corresponderse con otro posible salidero de lava ya en el fondo del barranco, con una orientación de su posible abertura hacia el SE y en su mayor parte desaparecido por erosión, quedando sólo apenas un borde de cráter. El segundo cono, de menor envergadura, presenta un cráter en herradura, asimétrico, abierto hacia el NNO (Fig. 5.7). En su conjunto se caracteriza por una dinámica eruptiva de tipo estromboliano de baja explosividad.



Figura 5.7: Vista general de los conos de la erupción de Barros II. A) Cono principal en escarpe, marcando en línea discontinua el límite de la base del cono en la ladera; B) cono secundario en la divisoria. Obsérvese en primer plano el cambio de sentido de inclinación de las capas que forman el cono principal que parece apuntar a otra apertura cratérica directamente hacia el barranco.

La emisión de lavas se produce desde el cráter principal, mientras que del cono adyacente surgen aglutinados que terminan formando un pequeño lago de lavas. Desde él emerge una pequeña lava que fluye a favor de la pendiente, momento en el cual comienza a abrirse en abanico, ya que discurre sobre una loma, con poca irregularidades en la superficie. En el inicio de una vaguada la pendiente es más pronunciada, lo suficientemente capaz de encauzar el flujo hasta el fondo del lecho y confluir aguas abajo en el Barranco de la Palma con la colada principal. La lava que emerge del cono principal se produce próxima al fondo del barranco, fluyendo directamente por el cauce hasta fusionarse con la colada anterior. La incisión actual suele realizarse a ambos lados de la lava, dejándola colgada en ocasiones (hasta 5 m) respecto al fondo del cauce y creando saltos en la colada de gran altura en la que aflora el sustrato.

La estructura general de la colada presenta una disyunción en bolas, alternando una disyunción prismática y escorias a techo (Fig. 5.8). En los cambios fuertes de pendiente, la lava muestra una desestructuración en su morfología.



Figura 5.8: Vista en detalle de la lava con disyunción en bolas a techo.

Los dos conos apenas emiten piroclastos de dispersión horizontal que se distribuyen más allá de los propios edificios, aunque si aparece sepultado parte del edificio y la lava por los piroclastos de dispersión de la erupción de Montaña de Santidad (Fig. 5.9). La figura 5.10 muestra un mapa con la cartografía de las unidades volcánicas.

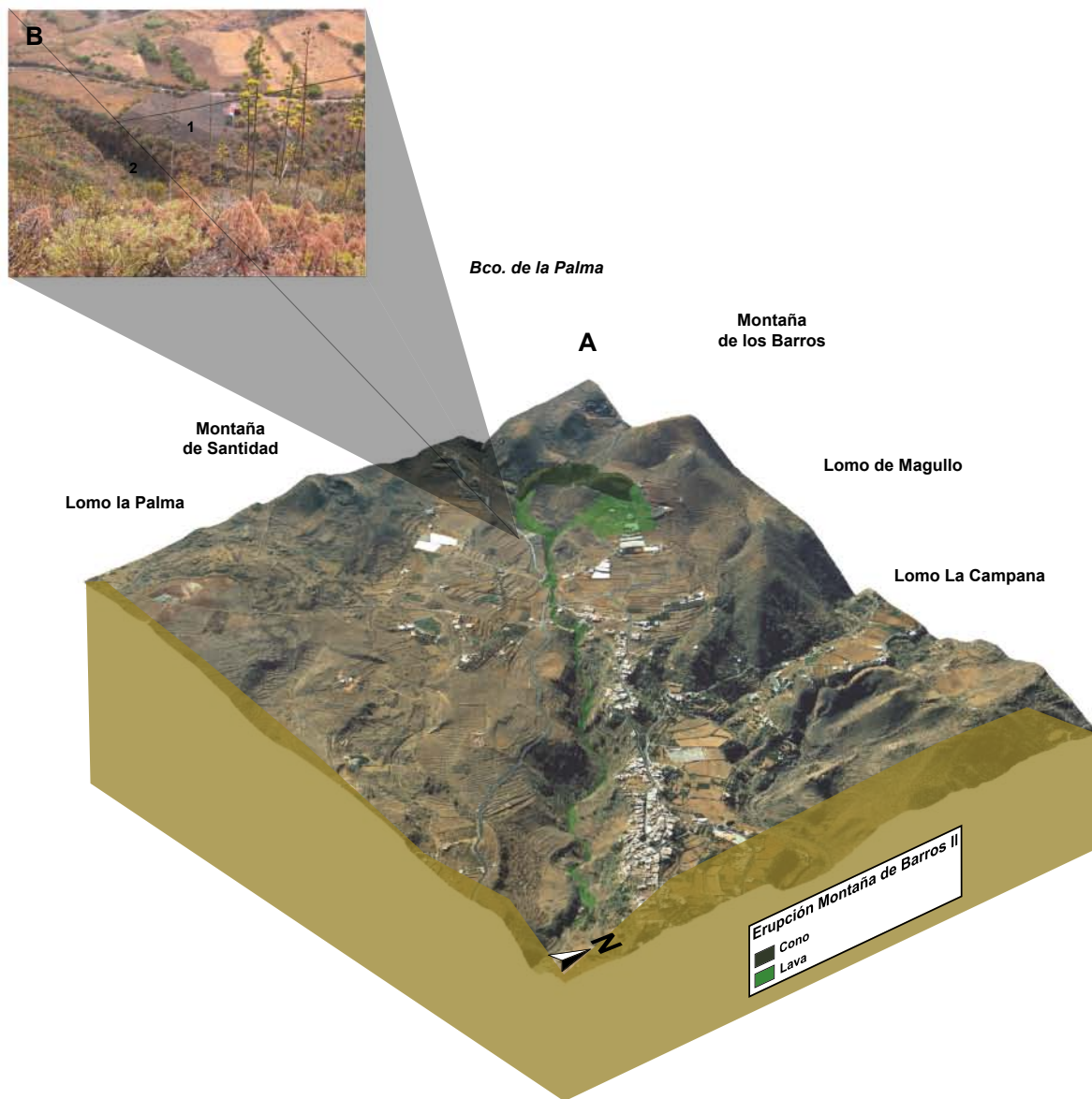


Figura 5.9: A) Vista en 3D desde el ESE de la erupción de Montaña de Barros II. B) Foto general mostrando como los piroclastos de dispersión de la erupción de Montaña de Santidad (1) sepultan parte del edificio y de la lava de la de la erupción de Barros II (2).

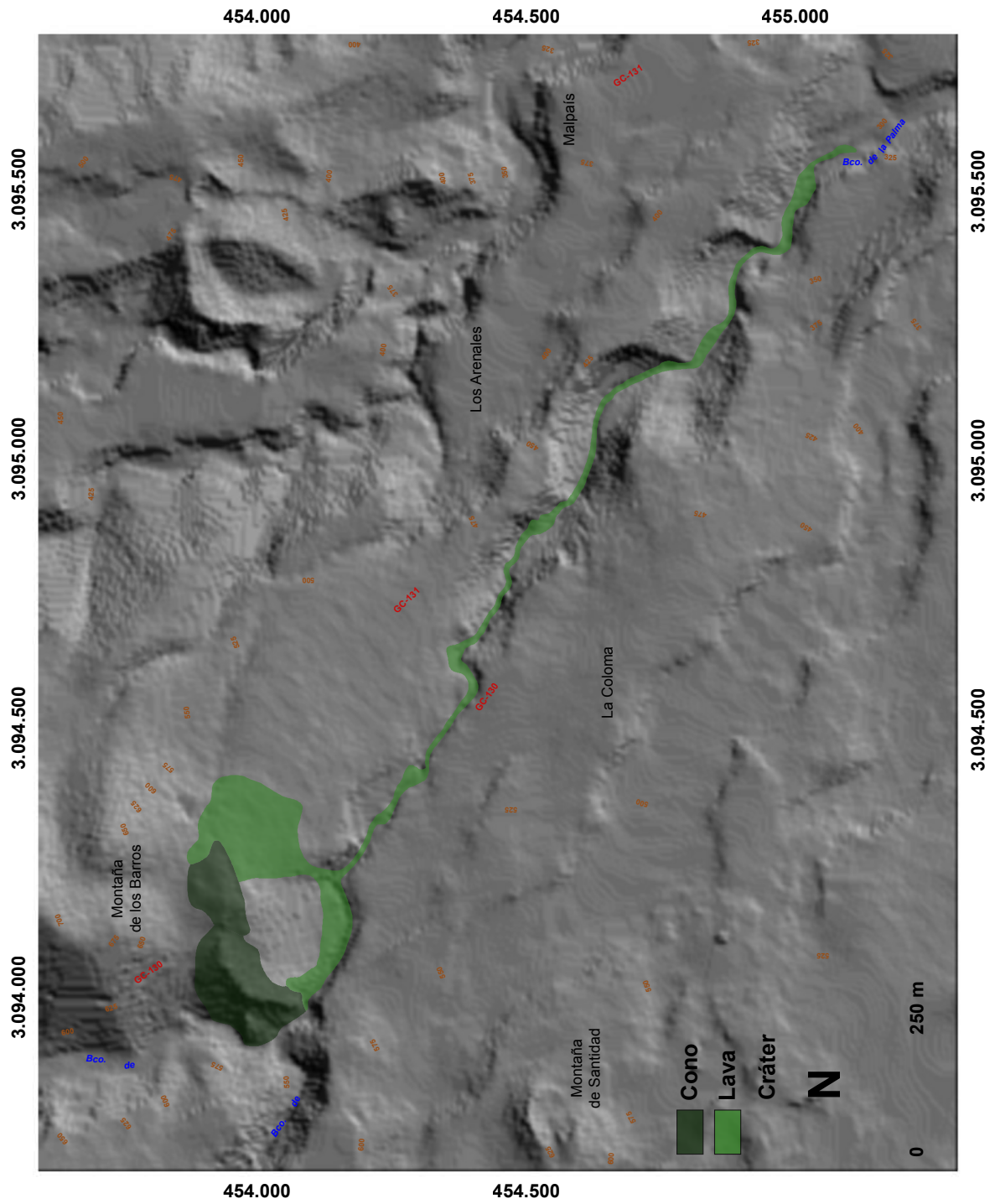


Figura 5.10: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de Montaña de Barros II.

La morfología general previa a la erupción de Barros II (Fig. 5.11), se presenta no muy distinta a la actual, con laderas de fuerte pendiente y un barranco muy estrecho, con presencia de saltos al pie de los cuales se acumularían sedimentos aluviales de diversa granulometría. La zona afectada por el cono principal, puede observarse que prácticamente es similar a la actual debida al desmantelamiento sufrido en el mismo. De la misma forma, el área donde la colada que emerge del cono secundario y se expande por la loma hasta caer a fondo de barranco, apenas sufre modificaciones, ya que esta colada se limita a un delgado manto de terreno previo.

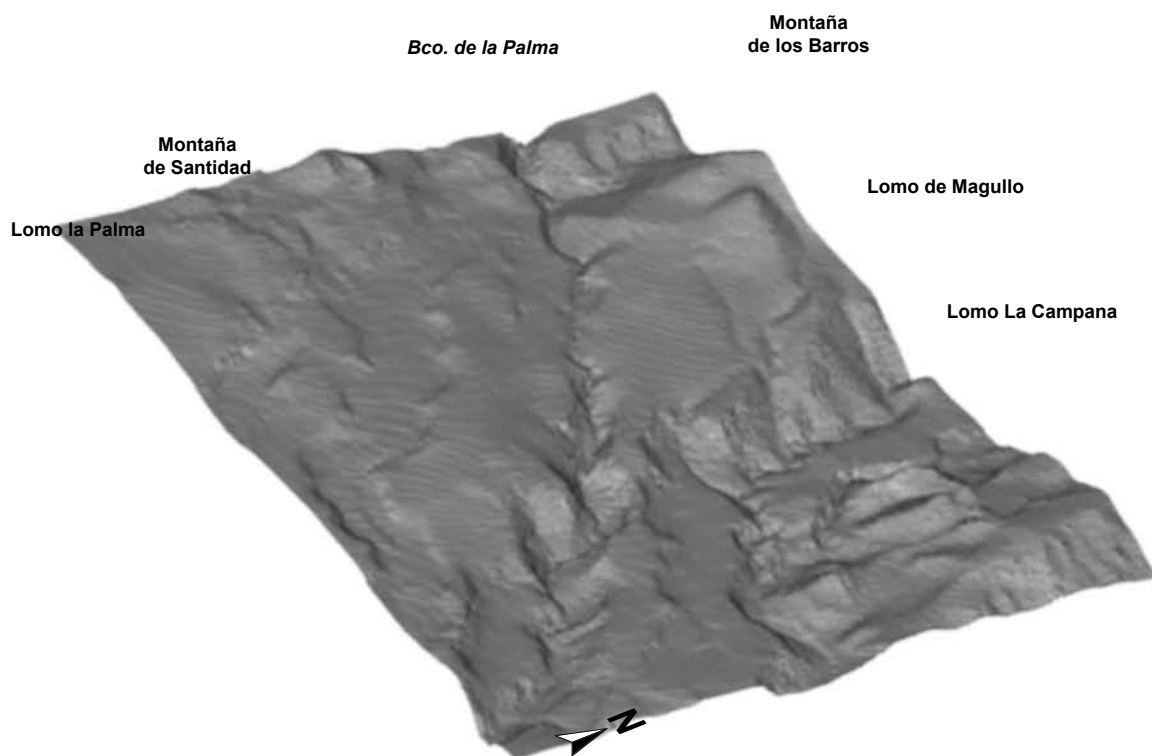


Figura 5.11: Vista en 3D desde el ESE del relieve pre-erupción de Barros II. Obsérvese la morfología de las laderas y divisoria que posteriormente van a ser afectadas por el cono principal y el cono secundario.

La morfología que presenta después de la erupción (Fig. 5.12) si muestra cambios sustanciales, no sólo en la zona donde emerge el edificio volcánico principal, a media ladera y parte del cauce, sino también donde lo hace el cono secundario en divisoria. Las lavas se limitan a rellenar un barranco muy encajado, adaptándose a él en todo momento, de modo que los saltos en la incisión hídrica que se observan en la actualidad vienen en parte heredados del barranco primitivo.

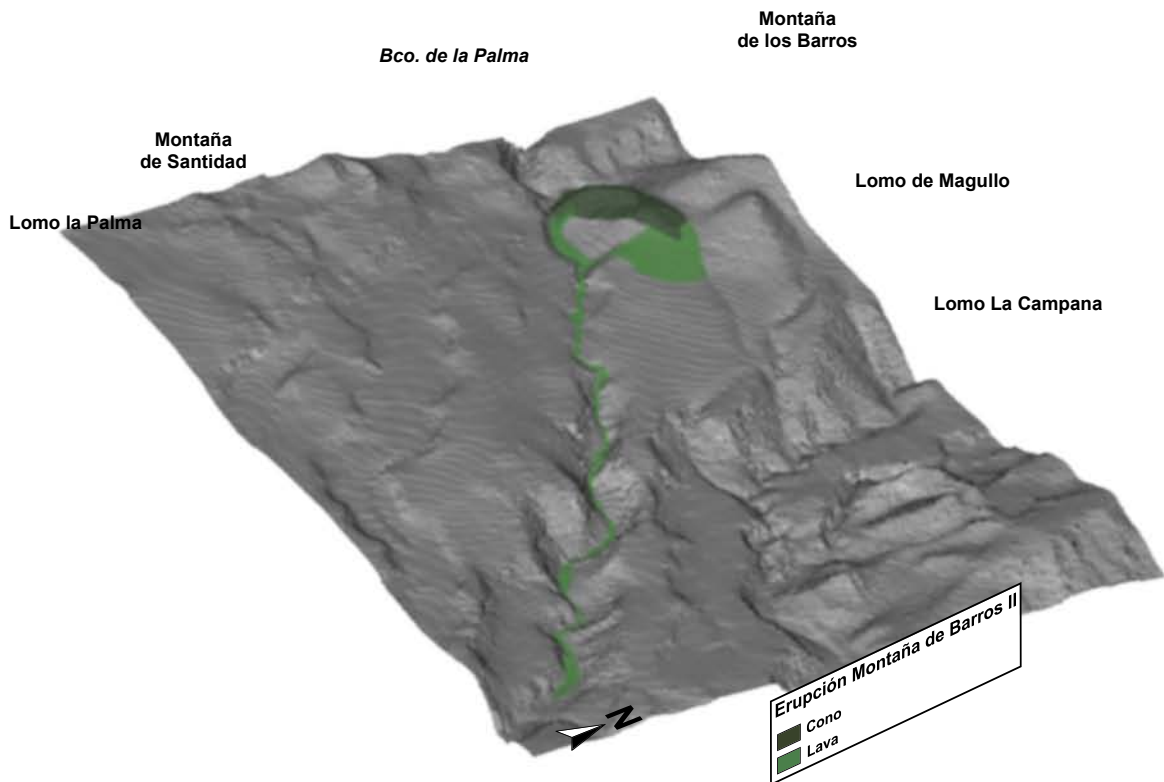


Figura 5.12: Vista en 3D desde el ESE del relieve post-erupción de Barros II. Obsérvese la morfología del cono y cráter principal adaptado a la pendiente de la ladera.

5.4. ERUPCIÓN DE EL HOYO

Consta de dos conos, uno principal y otro adyacente alineados con dirección N-S. Surgen en un escarpe de la vertiente S del Lomo la Campana, alcanzando a ocupar parte del cono principal el Barranco de los Cernícalos (municipio de Telde). Los flancos del cono principal se caracterizan por tener una pendiente muy acentuada, formando paredes muy verticales, tanto en el exterior como hacia el cráter. Así, uno de sus flancos, el más próximo al fondo del barranco, ha quedado desventrado por causa de la erosión fluvial, lo que provoca desprendimientos gravitatorios. El cono adosado presenta una estructura más escoriácea que el cono principal, el cual está formado por sucesión de capas de lapilli entre las que se intercalan bombas y escorias sueltas de diversa granulometría. El cono principal presenta un cráter en herradura, asimétrico, abierto hacia el E a favor de la pendiente. El cono secundario, de menos envergadura, con un cráter en herradura y simétrico, pero en este caso abierto hacia el E (Fig. 5.13). Tanto por la morfología que presentan los conos, como por los materiales que los forman, puede estimarse esta erupción de tipo estromboliano.



Figura 5.13: Vista general de los conos de la erupción de El Hoyo. A) Cono principal en escarpe, en la cual se observa a la izquierda de la imagen parte del edificio desventrado por la erosión hídrica ocasionando deprendimientos de sus materiales al fondo del cauce. B) Cono secundario en la divisoria. La línea discontinua marca el límite de los conos en el terreno.

Las lavas que emite el cono principal, discurren directamente desde su abertura de cráter, a favor de la pendiente, por el Barranco de los Cernícalos y el Barranco de San Miguel. En cambio, la lava emitida por el cono adyacente, con estructura más escoriácea y formación de leveès, debe primero sortear el cono principal para luego caer en cascada hacia el fondo del barranco, donde termina cubriendo a la colada emitida por el centro principal. La estructura de la colada del cono principal, en su inicio, presenta una alternancia de varias lenguas con capas escoriáceas que aguas abajo desaparecen. La morfología que predomina, una vez aguas abajo se constituyen en una sola colada, es la disyunción prismática (Fig. 5.14). Sobre ella destacan la presencia de bloques erráticos de gran tamaño (hasta 10 m) dispersos en todo su recorrido.



Figura 5.14: Desarrollo de disyunción prismática en la lava principal. En este punto, la lava a quedado elevada de 1 a 3 m sobre el cauce actual, dejando al descubierto la naturaleza aluvial del sustrato. Obsérvese también los bloques al pie de la lava, posiblemente causados por desprendimientos gravitacionales.

Los materiales de proyección aérea, desde lapilli hasta escorias centimétricas, se localizan en un área muy proximal al centro emisor principal, ya que el cono adosado presenta carácter más efusivo y, por tanto, incapaz de generar este tipo de depósito. Se diferencian distintas capas en las que existe una variación de la granulometría, según los momentos de explosividad durante la erupción.

Uno de los controles estratigráficos que se observa en esta erupción, es la presencia de afloramientos de *surges* de la erupción de Bandama sobre la colada principal (Fig. 5.15). La figura 5.16 representa un mapa con la cartografía de las unidades volcánicas distinguidas.

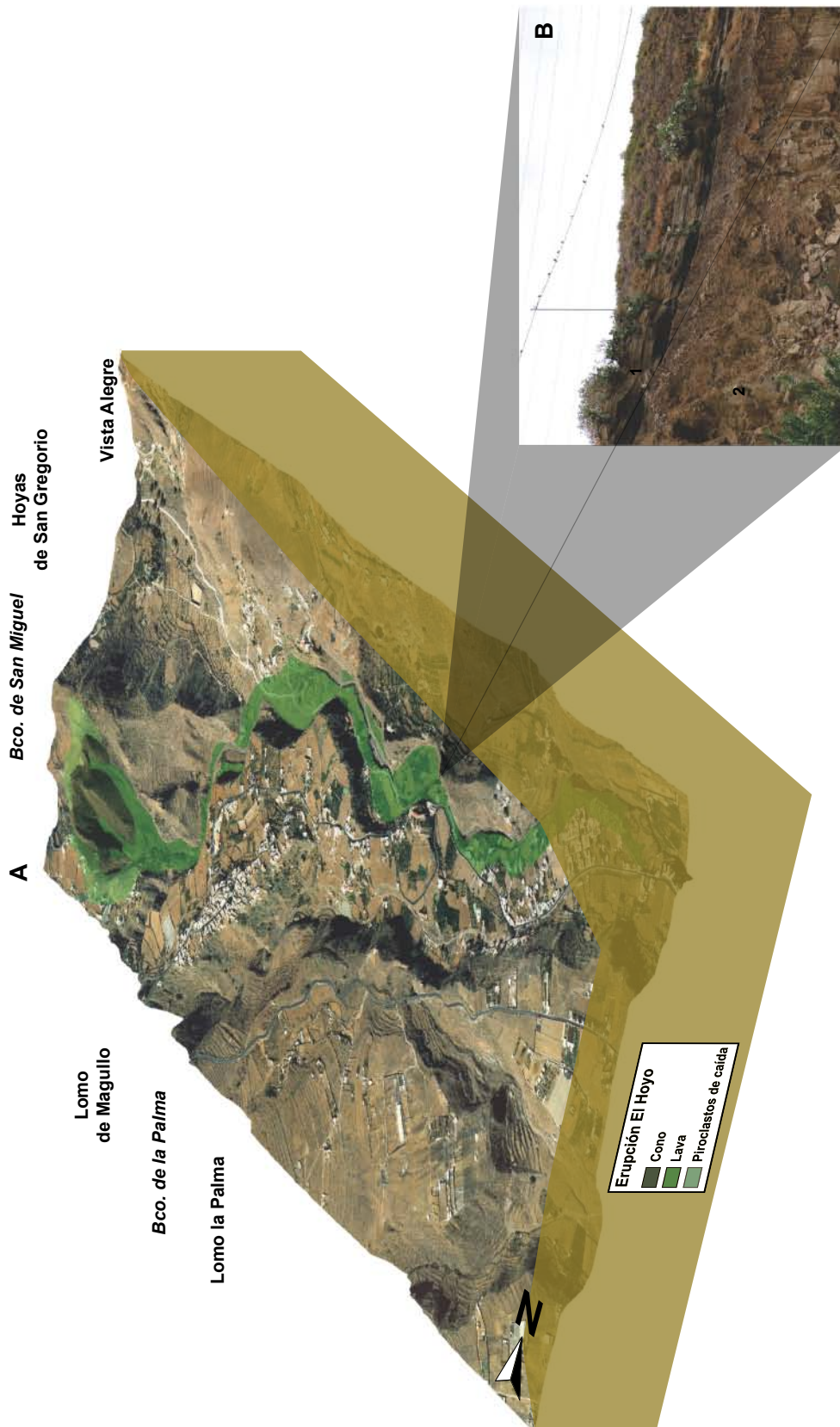


Figura 5.15: A) Vista en 3D desde el NE de la erupción de El Hoyo. B) Foto en detalle mostrando como los niveles de suges y flujos piroclásticos de la erupción de Bandama (1) se localizan sobre la colada principal de esta erupción (2).

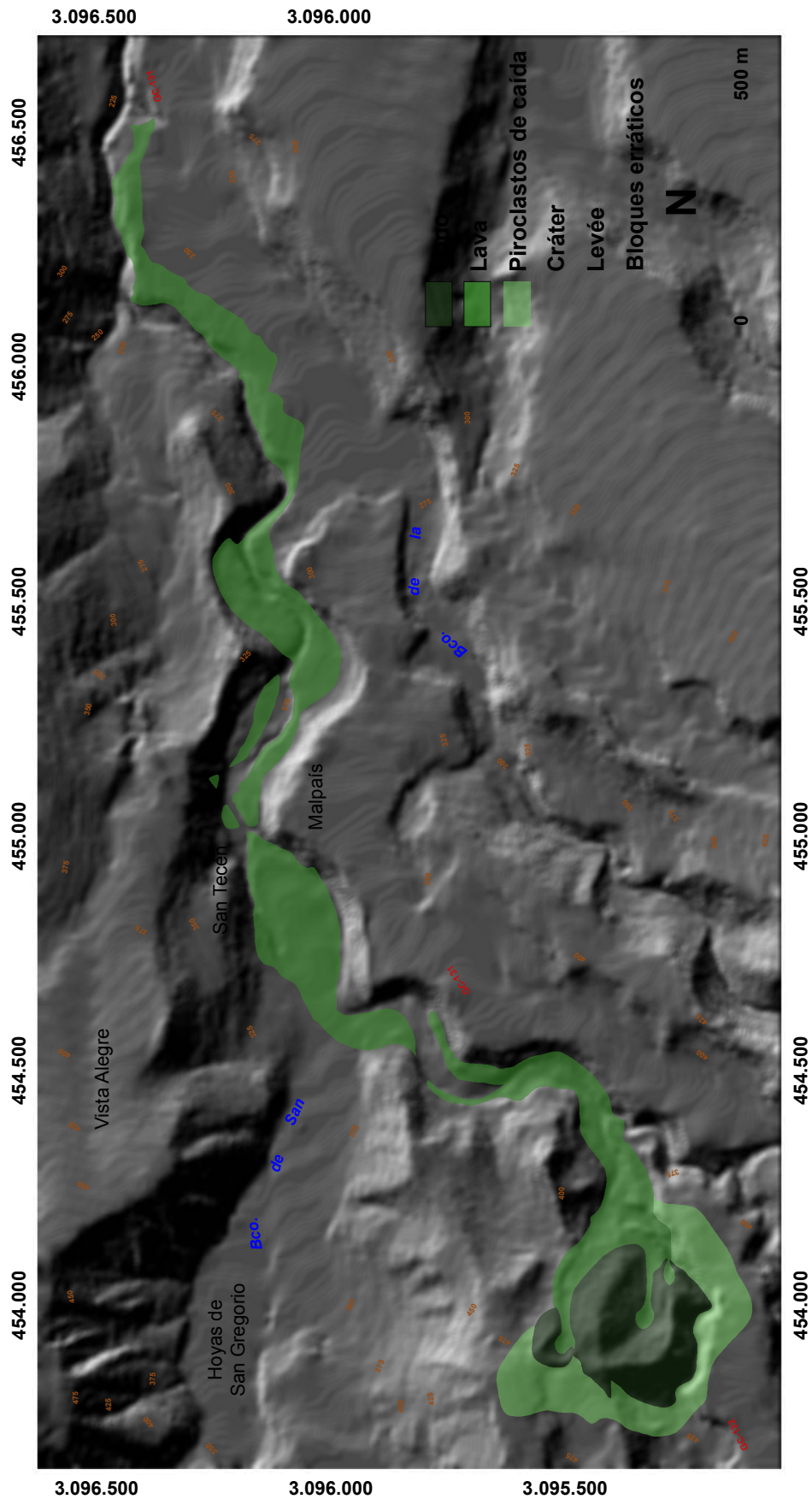


Figura 5.16: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de Montaña de Barros II.

La morfología general previa a la erupción de El Hoyo, se presenta muy distinta a la actual, no sólo en la zona donde emergen los conos con una ladera de pendiente más suave, sino sobre todo en lo que respecta al barranco, siendo éste con una morfología principalmente de fondo plano, en forma de U en la mayoría de sus tramos (ver Figura 5.17).

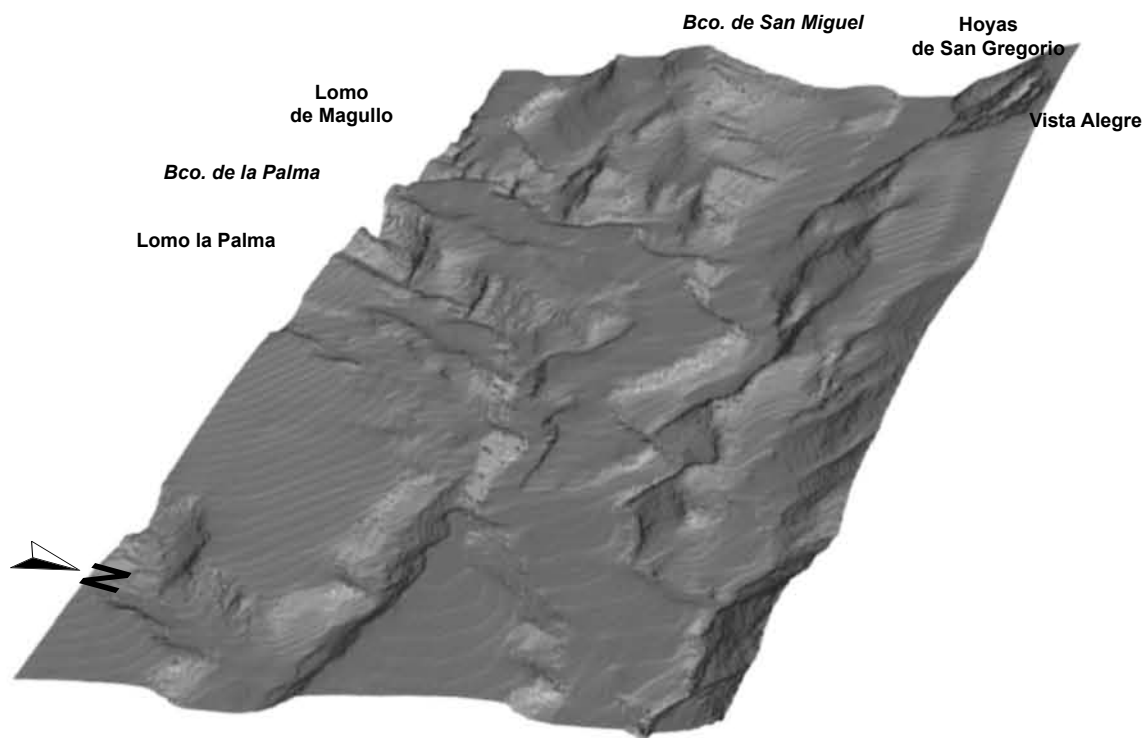


Figura 5.17: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción de El Hoyo. Obsérvese las morfologías de las laderas y divisoria previas, afectadas posteriormente tanto por el edificio principal y el secundario, respectivamente. También la morfología del barranco, ancho y con fondo plano, sufrirá un cambio drástico con la erupción.

La morfología reconstruida del momento después de la erupción (Fig. 5.18), muestra cambios sustanciales, tanto en las zonas donde emergen los conos, como en los tramos donde fluyen las lavas. Parte del edificio principal obstaculiza el cauce del barranco. La colada en el momento de inundar el barranco se expande ocupando prácticamente todo su cauce. En algunos sectores del barranco, al ser muy plano y ancho, la colada es muy delgada, por lo que va a facilitar la erosión no sólo de sus bordes sino de su interior, modificando así el cauce previo a la inundación del barranco por el flujo de lava. En definitiva, al contrario que ocurría en las erupciones de El Drauillo y Montaña de Barros II, donde el relieve actual se asemeja bastante al pre-eruptivo, en este erupción de El Hoyo, el relieve actual se aleja bastante de ese pre-eruptivo y se asemeja mucho al del instante después de la erupción.

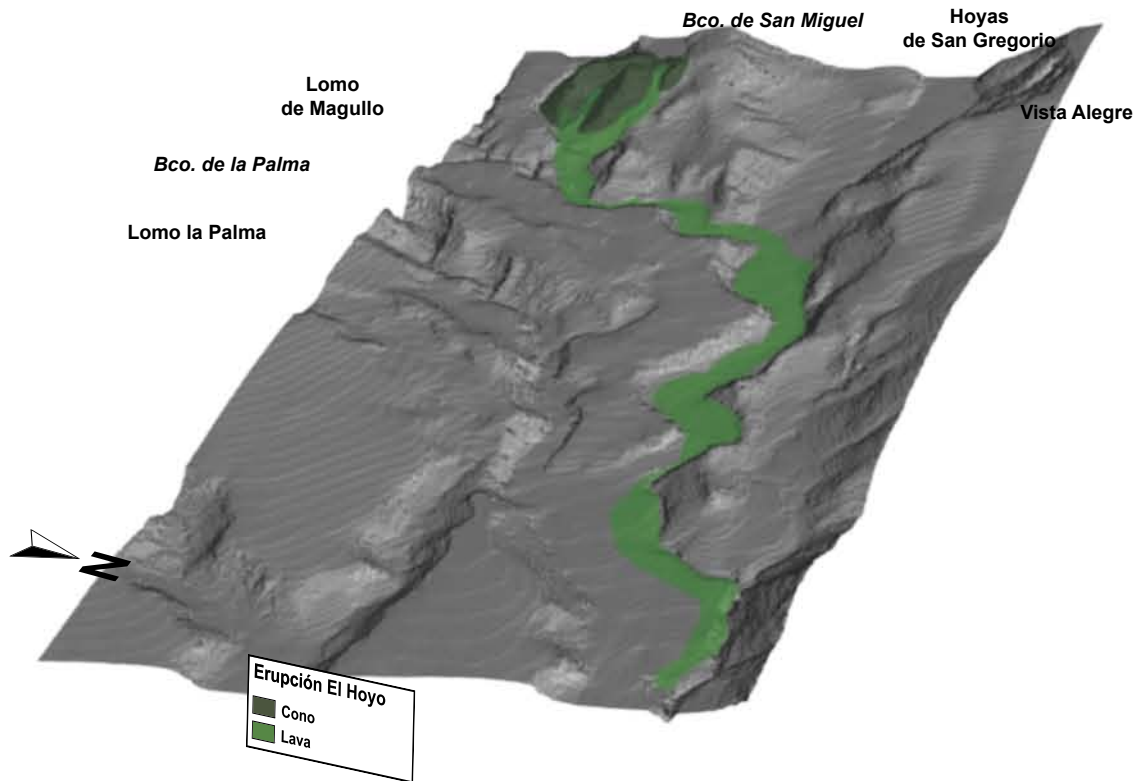


Figura 5.18: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción de El Hoyo. Obsérvese como parte del edificio principal obstruye el cauce del barranco y como la colada se expande en un barranco plano y ancho.

5.5. ERUPCIÓN DE EL MELOSAL

El volcán de El Melosal se desarrolla en una divisoria conocida como Lomo Melosal, dejando al Norte al Cortijo del Pichón y al Sur a la Montaña del Águila (municipio de Telde).

La erupción desarrolló un cono en herradura abierto hacia el SSE a favor de la pendiente, asimétrico, con el flanco NE más bajo que el SO y con una zona algo deprimida en la unión de los dos flancos, que se trata en realidad de la prolongación de la abertura probablemente por causa del drenaje de uno de los principales flujos de lava (Fig. 5.19). La estructura interna del cono muestra una secuencia de capas de granulometría gruesa, principalmente escorias soldadas y bombas volcánicas, con menor proporción de fragmentos de tamaño lapilli, lo que da idea de una baja explosividad. Las escorias se inclinan hacia el interior del cono, como escorias fluidales que cubren las paredes, emplastes superpuestos, aglutinados. Por la morfología que presenta el cono, como por los materiales que lo forman, es un volcán de tipo estromboliano.

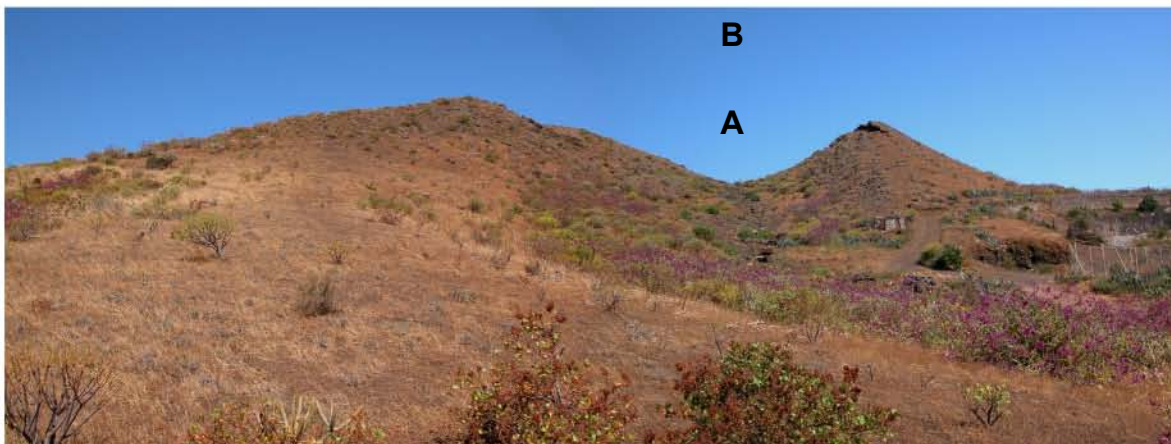


Figura 5.19: Vista general del cono desde el SO donde se observa una apertura central del cráter (A) dejando esta zona más baja respecto al resto del edificio (B).

Las emisiones de lava se producen tanto desde el cráter principal, como de una fisura efusiva septentrional en la misma base del cono, de la cual se empieza a formar una estructura en levée. Desde la boca principal se emite una lengua de lava con morfología escoriácea, la cual discurre por una pendiente muy suave hasta contactar con la Montaña del Águila, por su extremo noroccidental, que desvía su flujo por una pendiente más pronunciada y obliga a una expansión a modo de abanico. Posteriormente, en la caída hacia el fondo del barranco, por culpa de un paleorelieve residual, la lava se disgrega en dos torrentes: en el principal se forma

un canal lávico o levée, manteniendo esta morfología hasta llegar al fondo del barranco de Cazorla, mientras que el torrente secundario genera un derrame lávico de morfología bastante escoriácea. Ya a fondo de este barranco, la estructura de la colada presenta una disyunción en bolas y desarrollo de escorias tanto a techo como a muro. Ya sea por la velocidad del flujo de lava o por la morfología previa del fondo del lecho aguas abajo, se observan diferentes restos de la lava adosada a la ladera opuesta, adaptándose a su pendiente, creando un canal lávico con los muros laterales formando una bóveda al descubierto. La erosión fluvial incidiendo en los ejes laterales de la misma, quedando en muchos tramos colgada respecto al fondo del barranco, aflorando el sustrato de naturaleza lávica (Fig. 5.20). Cuando la lava ocupa todo el cauce, el grado de incisión en ella es menor y el sustrato permanece oculto.



Figura 5.20: Incisión en el borde de la lava cercano al frente del flujo, donde se observa cómo queda al descubierto el contacto (línea discontinua) del muro de lava con el sustrato previo de naturaleza lávica fondo del paleobarranco con el muro de la lava.

Los materiales piroclásticos de proyección aérea cubren una reducida superficie alrededor del centro emisor, presentando una morfología elíptica con su eje mayor prolongándose hacia el SE del cono. Los piroclastos muestran diversas morfologías y tamaños, si bien predominan los de tamaño lapilli. Cerca del cono se observan numerosas bombas con formas cilíndricas o almendradas.

Las relaciones estratigráficas entre los materiales de esta erupción respecto a las otras holocenas se identifican en dos zonas (Fig. 5.21). Por un lado, cercano al centro de emisión donde los piroclastos de dispersión de la erupción de Montaña de Santidad cubren parte de los piroclastos de esta erupción. Por otro, se localizan retazos de depósitos de *surges* de la erupción de Bandama sobre la colada. La figura 5.22 representa la cartografía detallada de las unidades volcánicas de esta erupción.

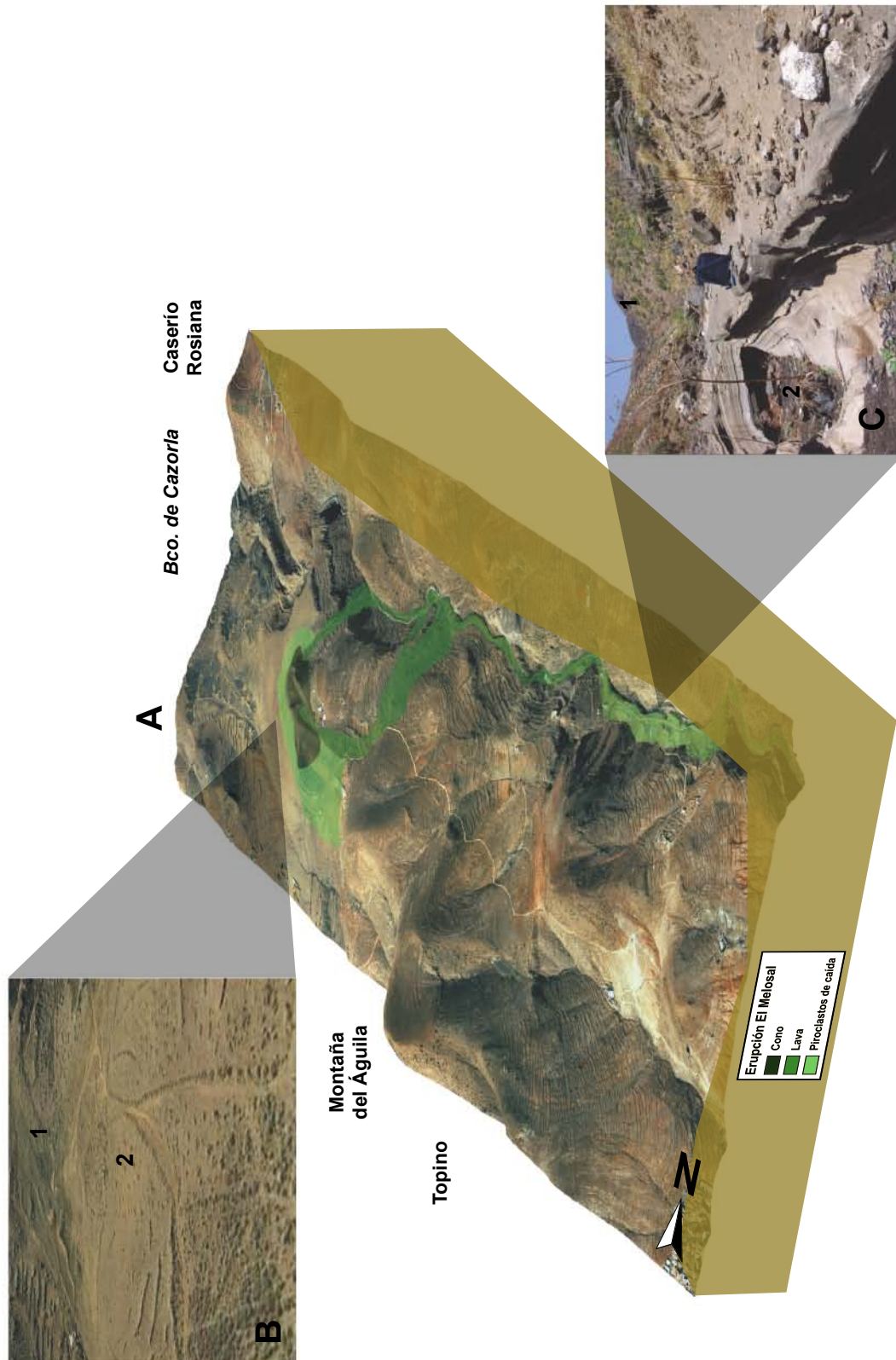


Figura 5.21: A) Vista en 3D desde el NE de los materiales de la erupción de El Melosal. B) Foto mostrando como los depósitos piroclásticos de dispersión de la erupción de Montaña de Santidad (1) cubren parcialmente los piroclastos de dispersión emitidos por el volcán de El Melosal (2). C) Depósitos de *surges* de la erupción de Bandama (1) sobre la colada de la erupción de El Melosal localizado a fondo de barranco (2).

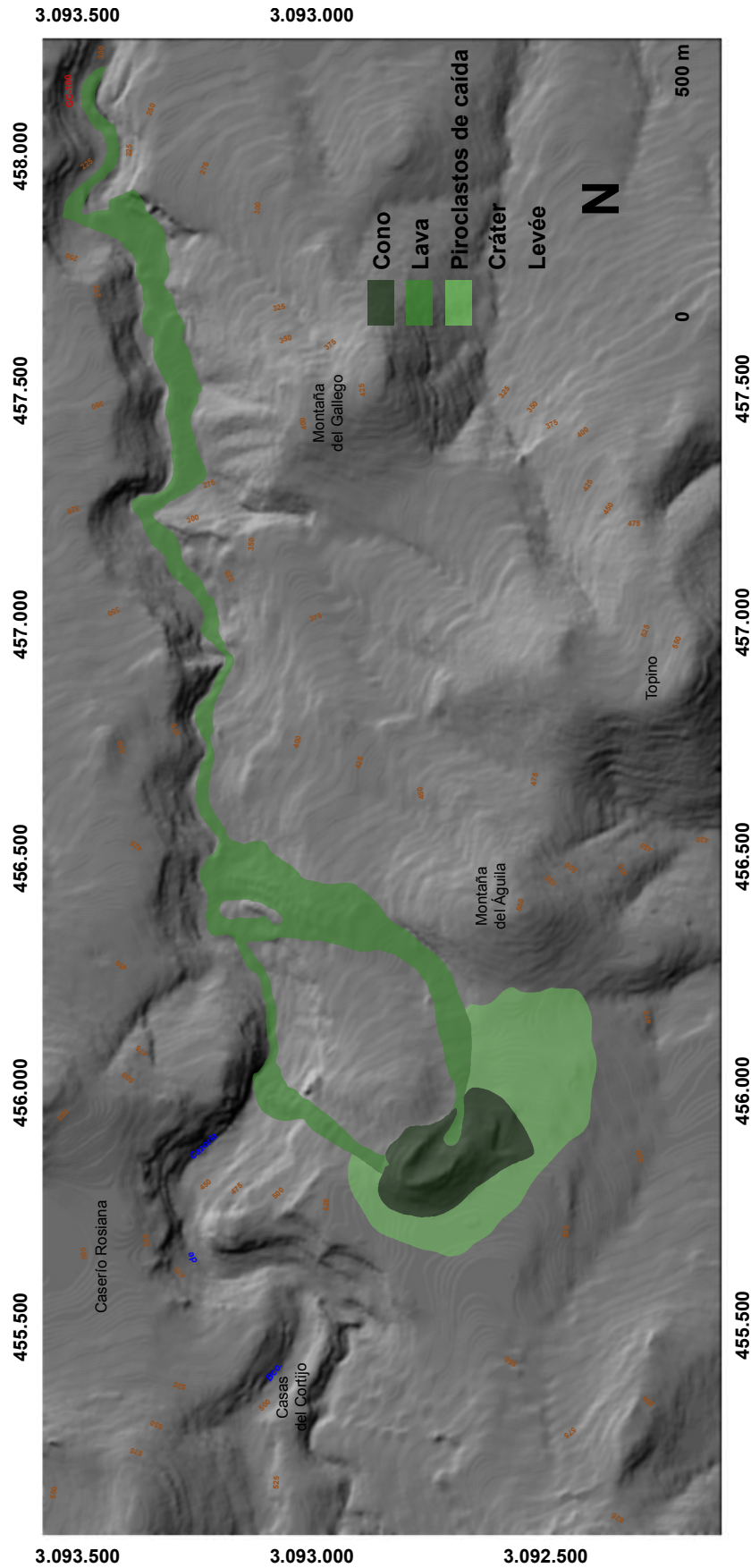


Figura 5.22: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de El Melosal.

La morfología general previa a la erupción de El Melosal (Fig. 5.23), presenta un lomo de pendientes suaves previas a la erupción en la zona donde emergerá el edificio principal. Por su lado, el barranco muestra un fondo plano y ancho, con forma de U en la mayoría de sus tramos. A lo largo de este paleobarranco se acumularían importantes sedimentos aluviales de diversa granulometría.

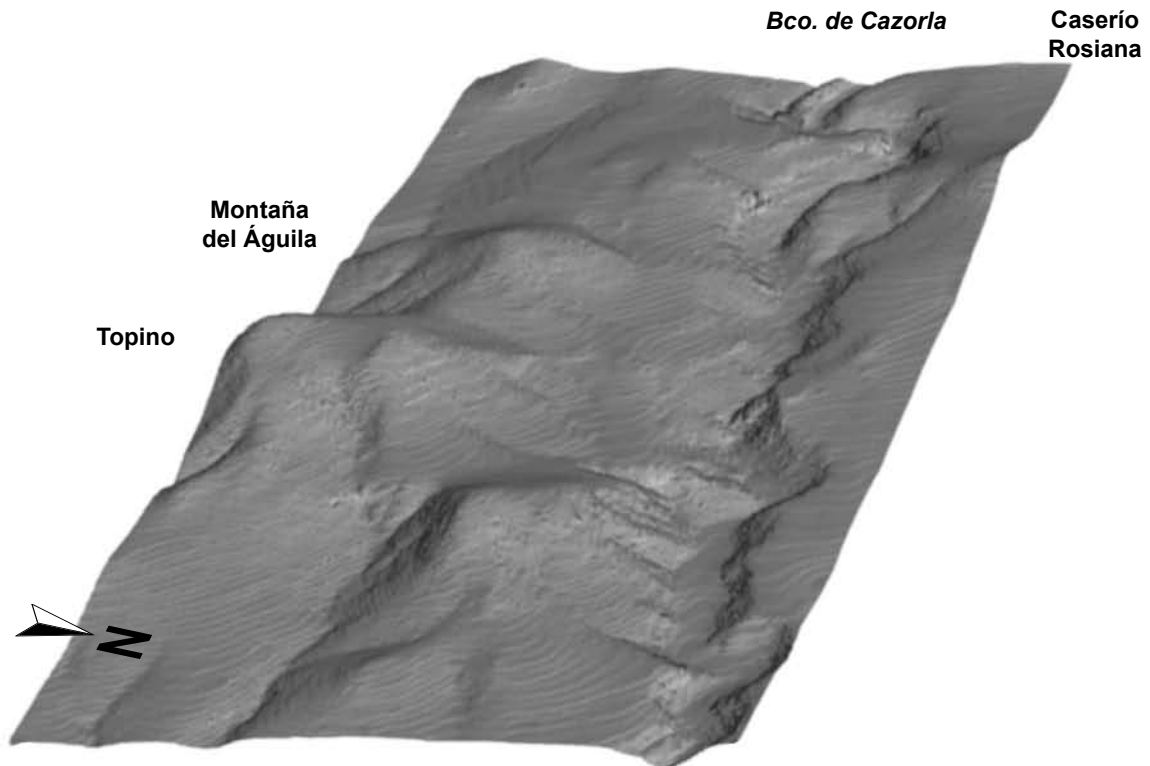


Figura 5.23: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción de El Melosal. Obsérvese la morfología del lomo previo a la erupción, como también la morfología del fondo de barranco plano y poco encajado.

La morfología de la topografía que surge después de la erupción (Fig. 5.24), cambia ligeramente el lomo donde se construye el edificio. Las lavas, tanto la que emerge del cráter principal, como la de la base Oeste del cono, discurren por una ligera pendiente dejando entre ellas un relieve previo no afectado por la erupción. Ambas coladas, al fusionarse en el fondo del barranco, inundan por completo su cauce aguas abajo.

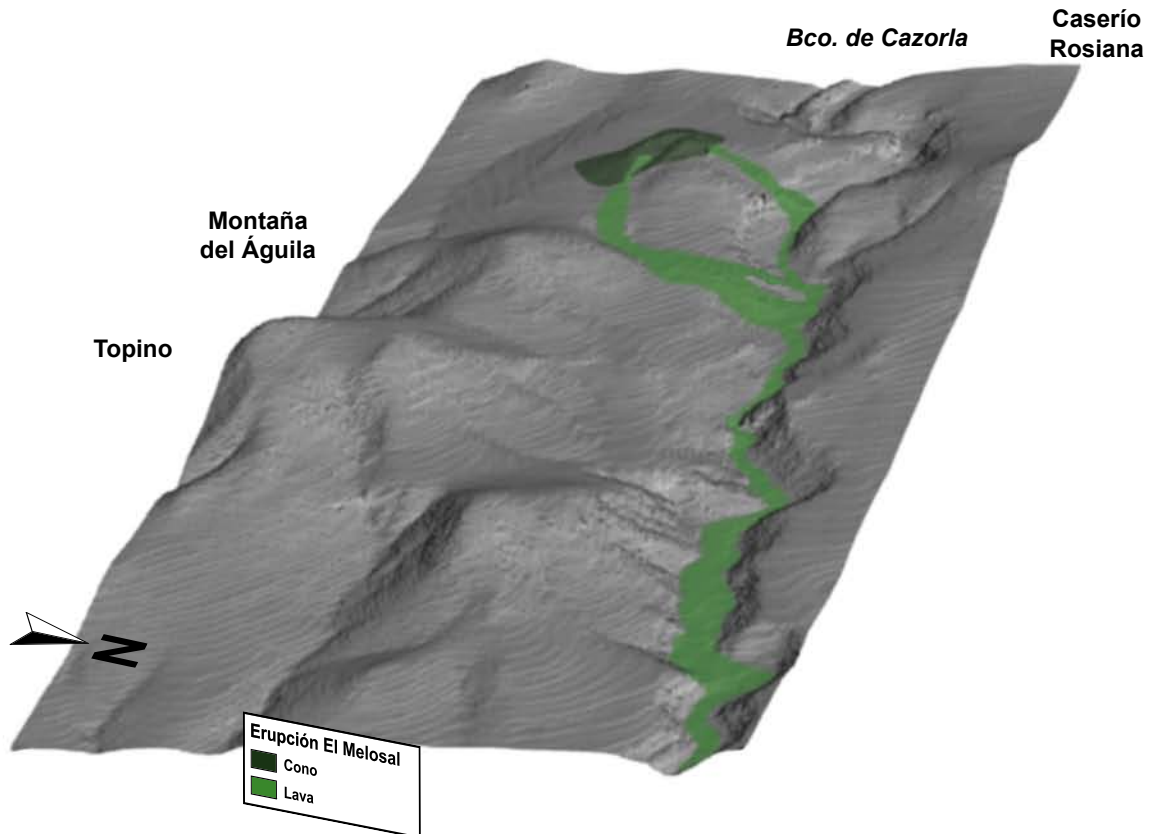


Figura 5.24: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción de El Melosal. Obsérvese la morfología del cono principal y los dos salideros de lavas, desde el cráter y la base del cono.

5.6. ERUPCIÓN DE LA MONTAÑA DE SANTIDAD

Se localiza entre la montaña de Barros al NO y la montaña de Rosiana al E. Se observan dos conos, uno principal y otro adyacente al NO. En la actualidad, debido a la existencia de una cantera de extracción de áridos en el cono principal, éste apenas conserva su morfología original. El cono principal está formado, predominantemente, por una sucesión de capas de lapilli con ocasionales bombas y escorias intercaladas. Por el contrario, el cono secundario está formado por una sucesión de escorias y aglutinado en capas alternantes. La cartografía y foto aérea histórica permite reconstruir el cono principal en el que se observa un cráter con morfología en herradura, abierto hacia el NE a favor de la pendiente, asimétrico. En el extremo NO del edificio se abre el segundo cráter en herradura, asimétrico, abierto hacia el NNE y desventrado. Este segundo cráter parece haber actuado fundamentalmente como boca efusiva y menos explosivo que el cráter principal (Fig. 5.25). Por la morfología que presentan los conos, así como por los materiales que lo forman, parece una típica erupción estromboliana.



Figura 5.25: A) Vista del cono principal en el que destaca una cantera en explotación de áridos que prácticamente lo ha destruido en su totalidad. B) Vista del cono adyacente donde se aprecia, en primer plano, una acumulación de lavas a modo de laguna en el interior del cráter.

La emisión de lavas se produce desde los centros emisores de ambos conos, derramándose a favor de la pendiente y formando una planicie con numerosos bloques erráticos en superficie, conocida como Los Corrales, lo que va a contribuir a impedir el paso en esta dirección de las lavas posteriores. Posteriormente se disgrega en tres coladas que inundan diferentes cauces, formando en ocasiones

tubos a lo largo del recorrido, para volver a confluir aguas abajo en una sola lava. Una primera colada, la localizada más al N, se encauza por el Barranco de la Jaramilla. Siguiendo en dirección S, una segunda colada se encauza por el Barranco Madrid, quedando en divisoria de ambas coladas el Lomo la Palma. Por último, la tercera colada se encauza por el Barranco de las Piedras. Estas coladas confluyen en una sola lava en el cauce conocido con el nombre del Barranco de la Rocha; primero se unen la colada situada más al N con la segunda colada y, posteriormente, se une la tercera lava, realizando un corto recorrido hasta el frente de colada.

La estructura general de las coladas se caracteriza por ser amorfas, en algunos momentos con disyunción prismática, pero sobre todo muy escoriácea tanto en techo como a muro de la lava. Presenta unos muros laterales de escorias y aglutinados en superficie inclinados a favor de la pendiente y, en varias secciones en el recorrido de los diferentes flujos, se localizan diversas morfologías de tubos (Fig. 5.26).



Figura 5.26: Estructura en tubo de lava de una de las coladas de la erupción de la Montaña de Santidad. Se trata de la lava situada más al N, en el Barranco de la Jaramilla.

Los depósitos piroclásticos debieron emitirse en los primeros momentos de la actividad eruptiva del volcán de Santidad, ya que no recubren las lavas ni el cono adyacente, pero si cubren parte de los materiales de los volcanes de El Melosal y Barros II. Se extienden en todas direcciones alrededor de los conos, aunque algo mayor hacia el SE. Los depósitos están compuestos fundamentalmente de lapilli, aunque se observan numerosas bombas de diverso tamaño, hasta métricas.

En algunos puntos sobre cada una de las tres lavas, se han encontrado *surges* de la erupción de Bandama sobre ellos (Fig. 5.27). La figura 5.28 representa un mapa con la cartografía de las unidades volcánicas.

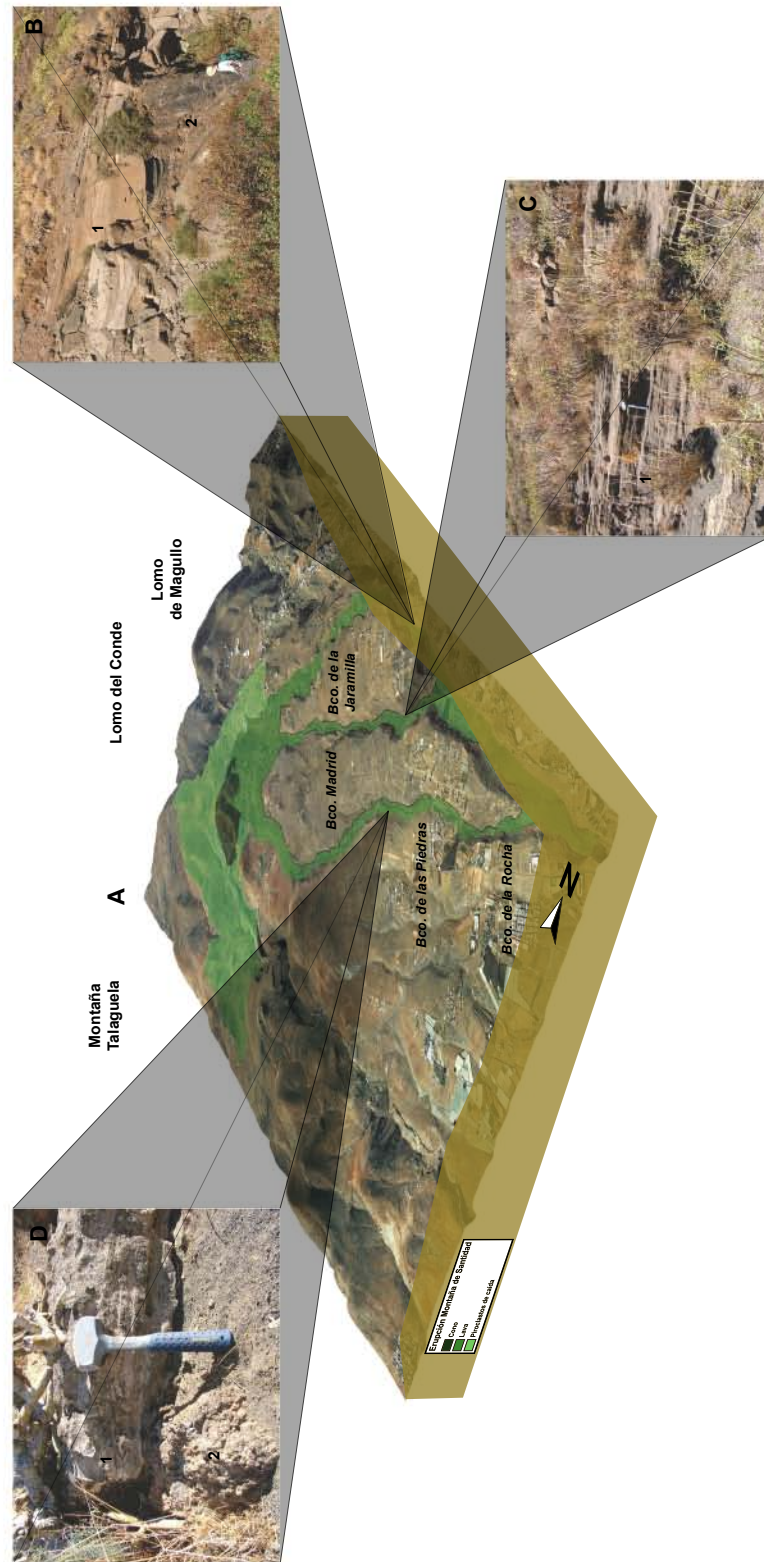


Figura 5.27: A) Vista en 3D desde el NE de la erupción de Montaña de Santidad. B) Foto general mostrando como los depósitos de *surges* de la erupción de Bandama (1) se localizan sobre la lava situada en el Barranco de la Jaramilla (2). C) Igual relación estratigráfica sobre la lava que discurre por el Barranco Madrid. D) Foto de detalle de los *surges* de la erupción de Bandama (1) adaptándose a la escoria de la superficie de la lava en el Barranco de las Piedras (2).

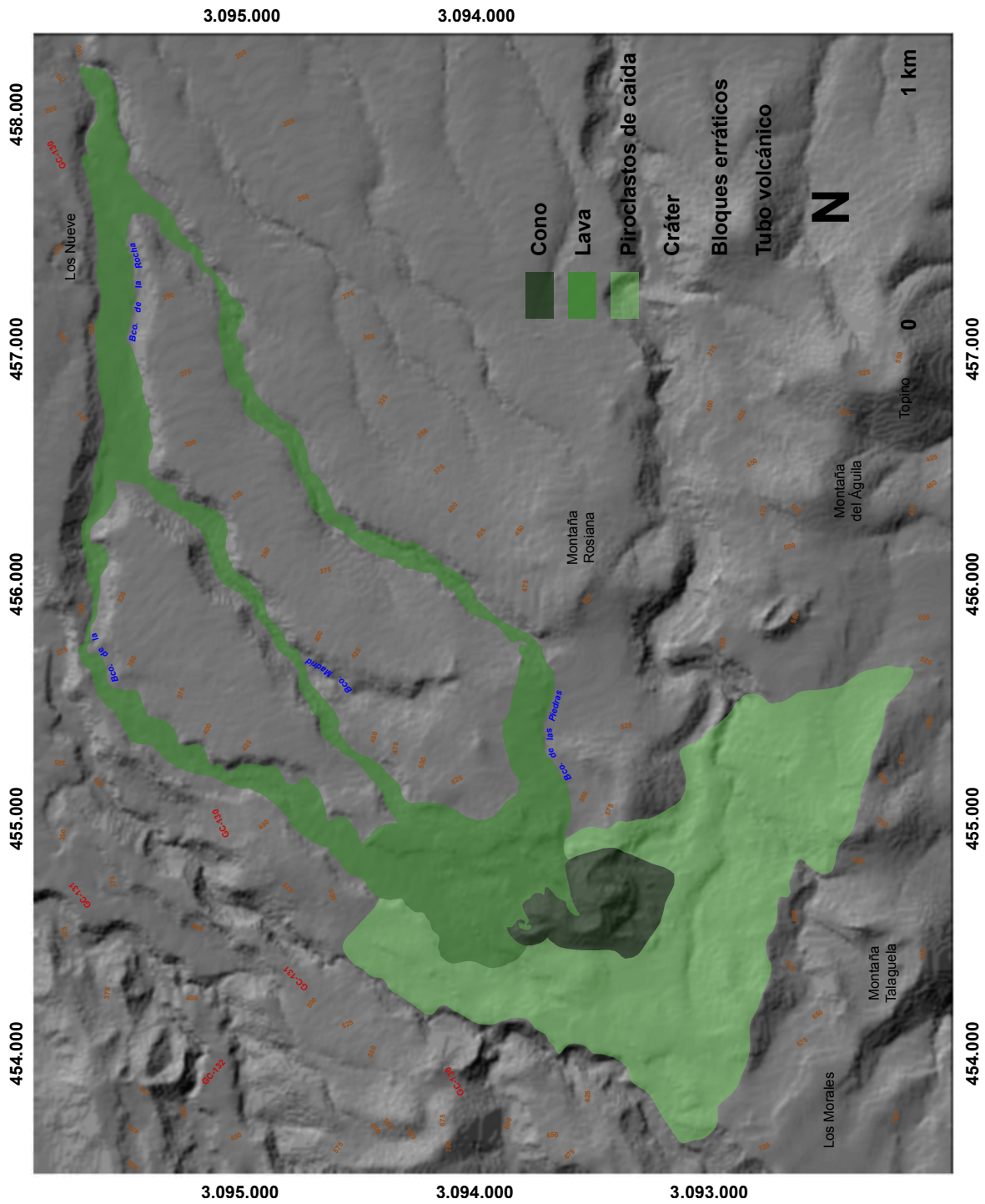


Figura 5.28: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de Montaña de Santidad.

La morfología general previa a la erupción de Montaña de Santidad (Fig. 5.29), presenta un lomo de pendientes suaves, que a medida que aumentan se originan tres barrancos tributarios que confluyen a su vez en uno principal, siendo este último un barranco más ancho, plano y de menor pendiente que los tributarios . Este barranco principal tendría lugar la acumulación más importante de sedimentos aluviales de diversa granulometría.

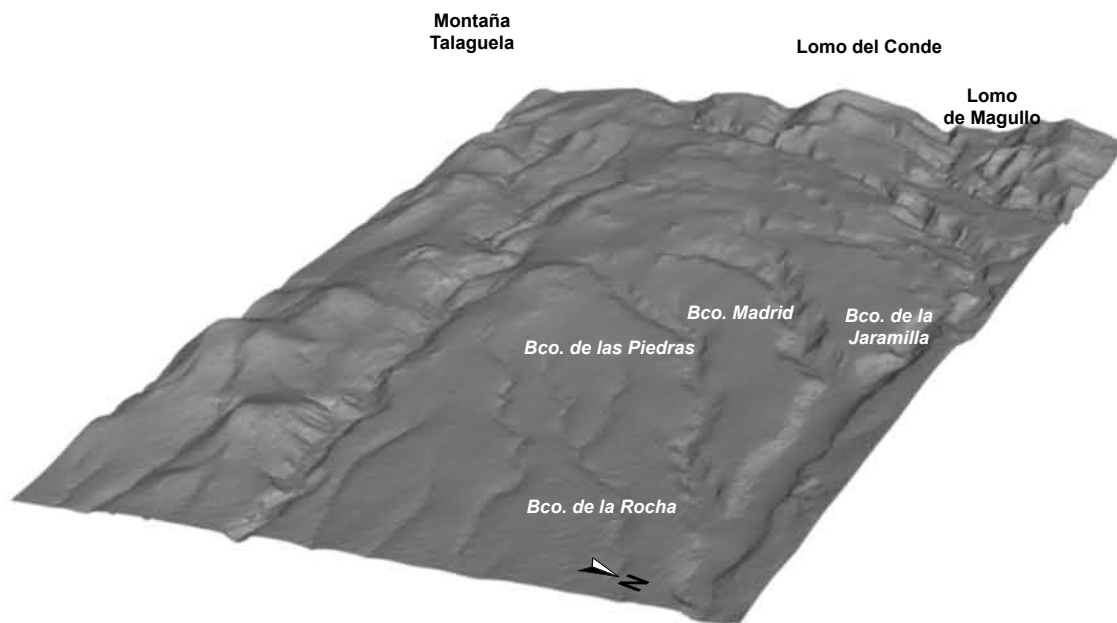


Figura 5.29: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción de Montaña de Santidad. Obsérvese la morfología del lomo previo a la erupción, de poca pendiente, y la presencia de barrancos tributarios de fuertes pendientes confluyendo en uno principal de características morfológicas diferentes, menos encajado y más plano.

La morfología post-eruptiva (Fig. 5.30), muestra una sustancial modificación en el relieve, no sólo por la presencia de los edificios volcánicos, sino también por el campo de lavas que se extiende en el lomo antes de dividirse en tres coladas que van a inundar tres barrancos diferentes. En el caso del edificio principal, ha sido necesaria una reconstrucción de más del 50% del edificio a partir de la cartografía histórica, afectada fundamentalmente por los efectos antropogénicos como es la extracción de áridos.

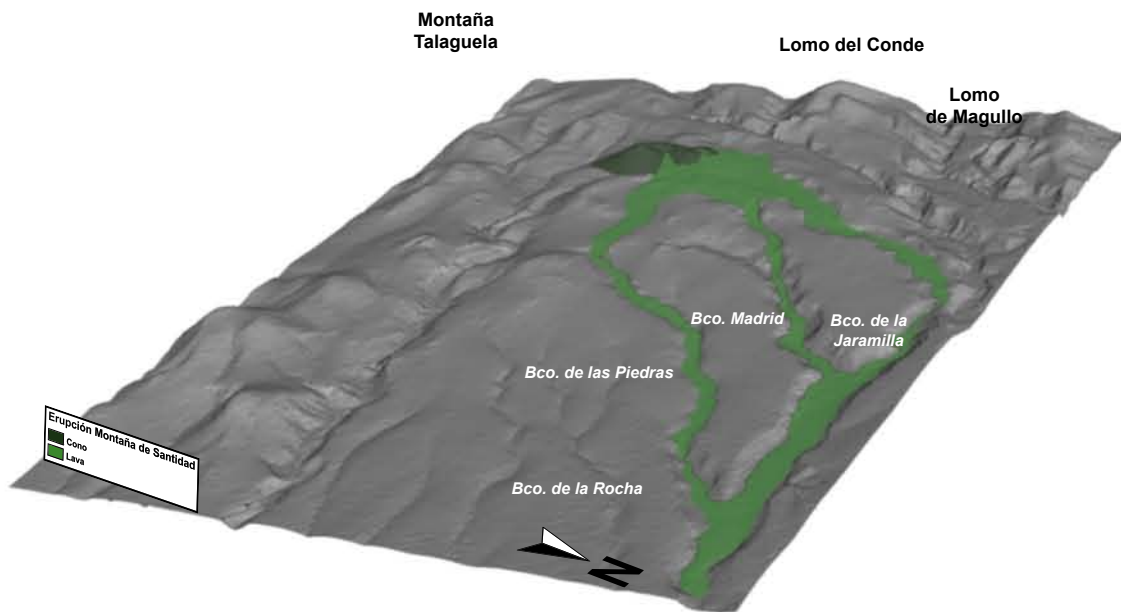


Figura 5.30: Vista en 3D desde el NE del relieve post-eruptivo de Montaña de Santidad. Obsérvese la morfología del cono principal reconstruido a partir de la cartografía histórica y la extensión del campo de lavas en la divisoria antes de dividirse en tres lenguas que fluyen en tres diferentes barrancos tributarios para volver, aguas abajo, a confluir en un solo flujo principal.

5.7. ERUPCIÓN DE SAN MATEO

El edificio volcánico se desarrolla en una divisoria conocida como La Veguetilla, localizado al Este de Montaña Cabreja, en el Municipio de Vega de San Mateo.

La erupción desarrolló un cono con un cráter en herradura asimétrico, desventrado ligeramente en la parte central, abierto hacia el NNO a favor de la pendiente. El alto grado de antropización que sufre el cono, tanto por construcciones de casas sobre el mismo como por la extracción de áridos, lo hace casi irreconocible. A pesar de ello, tanto las estructuras externas como las internas que se conservan permiten determinar la morfología que pudo tener el edificio antes de ser modificado. El cono está compuesto por escorias, emplastes soldados y aglutinados, característicos de erupciones estrombolianas bastante efusivas. Sus flancos laterales presentan pendientes muy fuertes, ya que se apoyan en el cambio de pendiente de la divisoria, llegando incluso a obstruir ligeramente el cauce del barranco de Los Chorros. El flanco Sur, en cambio, presenta una pendiente suave debido a que esta parte del edificio se apoya directamente en el lomo (Figura 5.31).



Figura 5.31: Vista del cono principal de la erupción de San Mateo desde el NNO. La línea discontinua delimita el contorno del edificio volcánico. Obsérvese el alto grado de antropización, tanto en el interior del cráter como en los flancos del cono.

El salidero de lava surge directamente desde el interior del cráter, observándose como la lava se inyecta desde el interior, aflorando una parte más masiva rompiendo los niveles de escorias por el efecto de empuje de la colada. Inmediatamente después es canalizada a favor del cambio de pendiente hasta alcanzar el Barranco de Los Chorros. Una vez la colada inunda este barranco, forma una serie de terrazas debido a la sinuosidad del cauce, de tal forma que prácticamente en todo su recorrido se ha sorribado su techo para formar terrenos agrícolas. La morfología de la colada varía desde disyunción prismática a formación en bolas, aflorando en la base del flujo numerosos moldes vegetales. La incisión en la colada es, principalmente, en sus bordes, dejando en varios tramos la lava colgada respecto al cauce actual, quedando al descubierto un nivel de almagra intercalado entre el flujo de lava y los aluviales y las lavas previas a esta erupción que sirven de sustrato (Fig. 5.32). El grado de incisión va en aumento aguas abajo, ya que la lava además de fluir por el Barranco de Los Chorros, también lo hace posteriormente por el Barranco Alonso, intersectando por el camino los barrancos de Castillejos y La Mina. Por tanto el aporte hídrico va aumentando de Sur a Norte, hasta el frente de lava. En el momento de inundar la lava el Barranco Alonso, se forma una especie de abanico que permite que la lava remonte unas decenas de metros aguas arriba. El frente de lava presenta una disyunción prismática en su interior, no bien definida debido a la presencia de grietas por la erosión hídrica y caída de bloques. En el frente de lava, su muro, poco escoriáceo, choca contra un flanco de un cono previo, que le obliga a frenarse y a aumentar de espesor.



Figura 5.32: Detalle del contacto de lava (línea discontinua) con el aluvial previo del barranco.

Los piroclastos de dispersión están muy próximos al centro de emisión extendiéndose principalmente hacia el SE, aunque el grado de antropización es tan fuerte que dificulta la observación de los límites de esta superficie. Cerca del cono se observan, ocasionalmente, bombas volcánicas.

Esta erupción surge aislada respecto a las otras erupciones holocenas, por lo que no es posible su correlación estratigráfica. Las figuras 5.33 y 5.34 presentan una visión aérea en perspectiva 3D y un mapa de detalle de las unidades volcánicas diferenciadas en esta erupción.

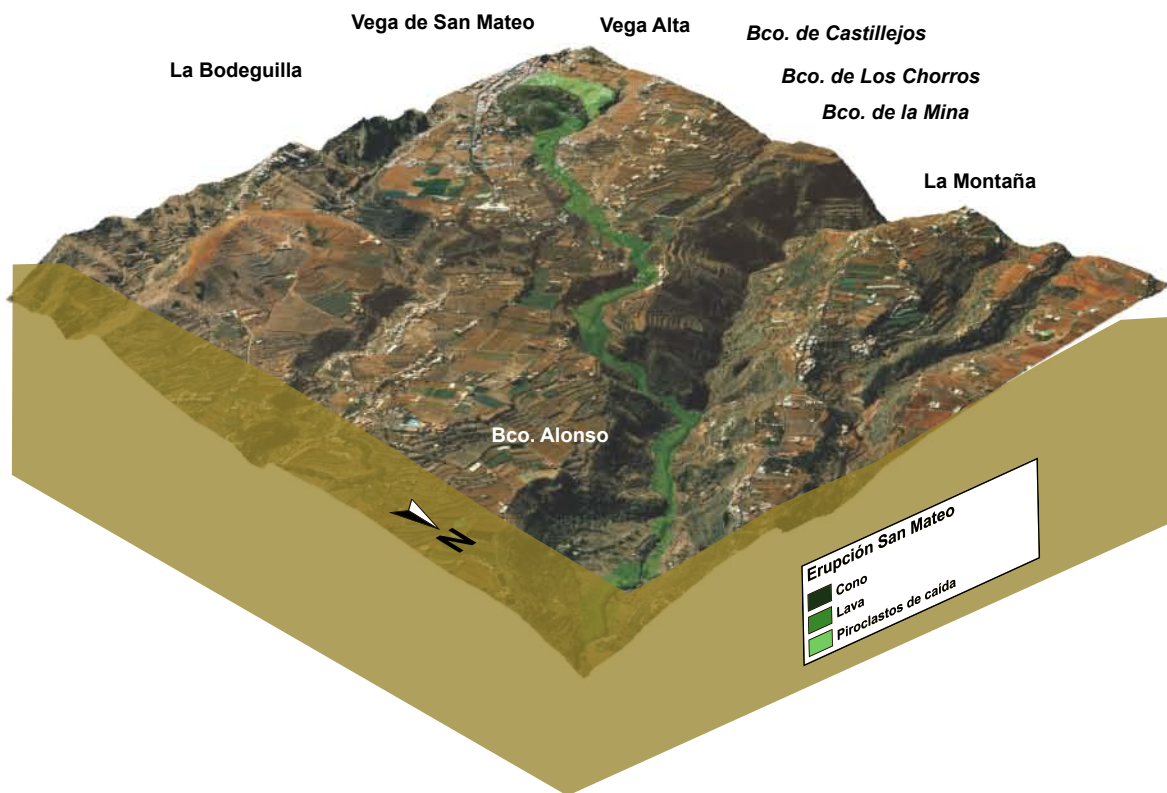


Figura 5.33: Vista en 3D desde el NNE de la erupción de San Mateo. Se observa como la colada fluye por un barranco tributario con el nombre de Los Chorros antes de canalizarse por el barranco principal conocido como Barranco Alonso.

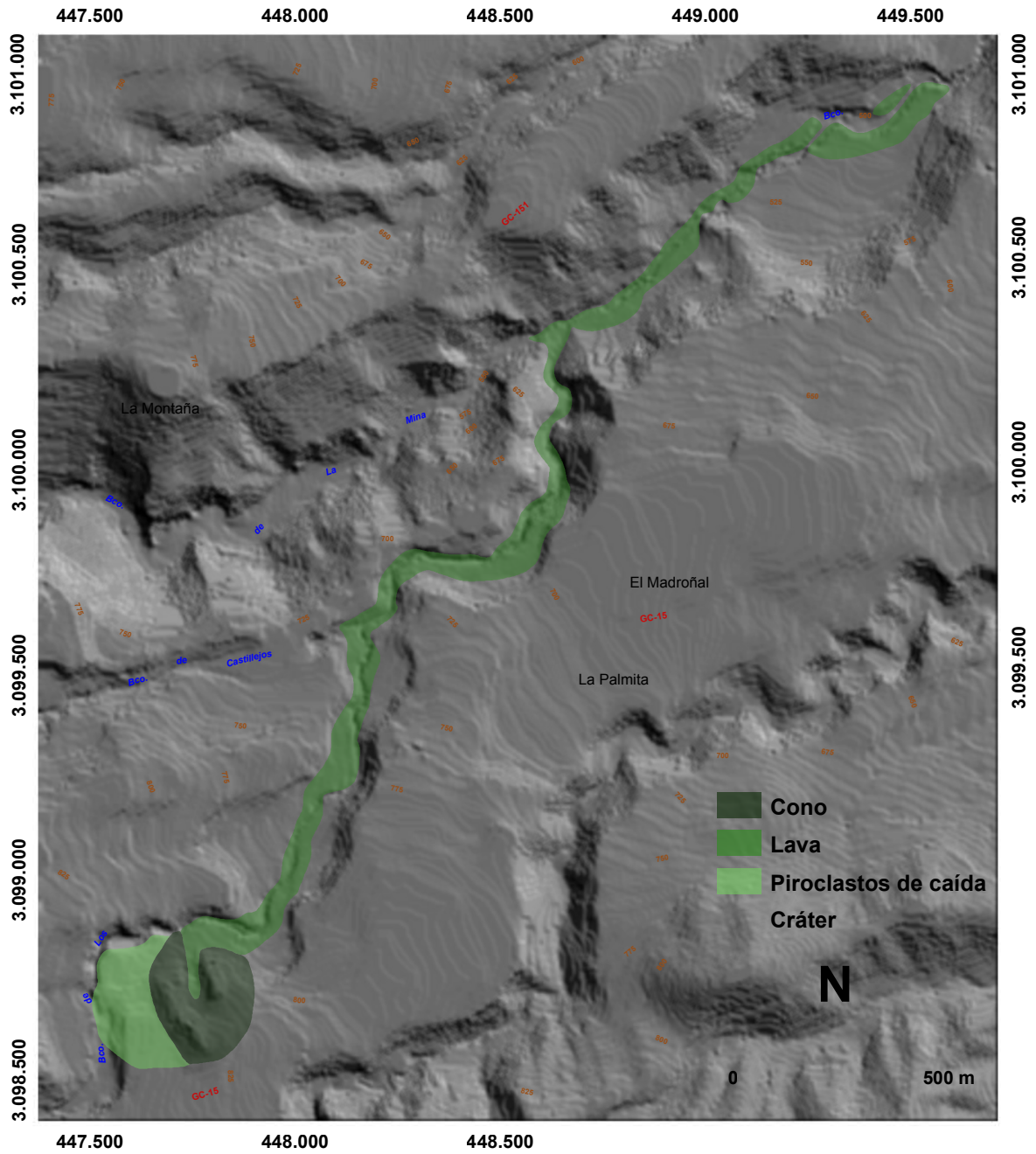


Figura 5.34: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de San Mateo.

La morfología previa a la erupción de San Mateo (Fig. 5.35) presenta una divisoria de pendientes suaves, con barrancos de fondos planos, en formas de U en la mayoría de sus tramos. Sin embargo, en el barranco tributario de Los Chorros se observa un tramo final de más pendiente y, por tanto, más encajado antes de fusionar con el cauce principal del Barranco Alonso. Es en este Barranco Alonso donde se acumulan la mayoría de los sedimentos aluviales de diversas granulometrías.

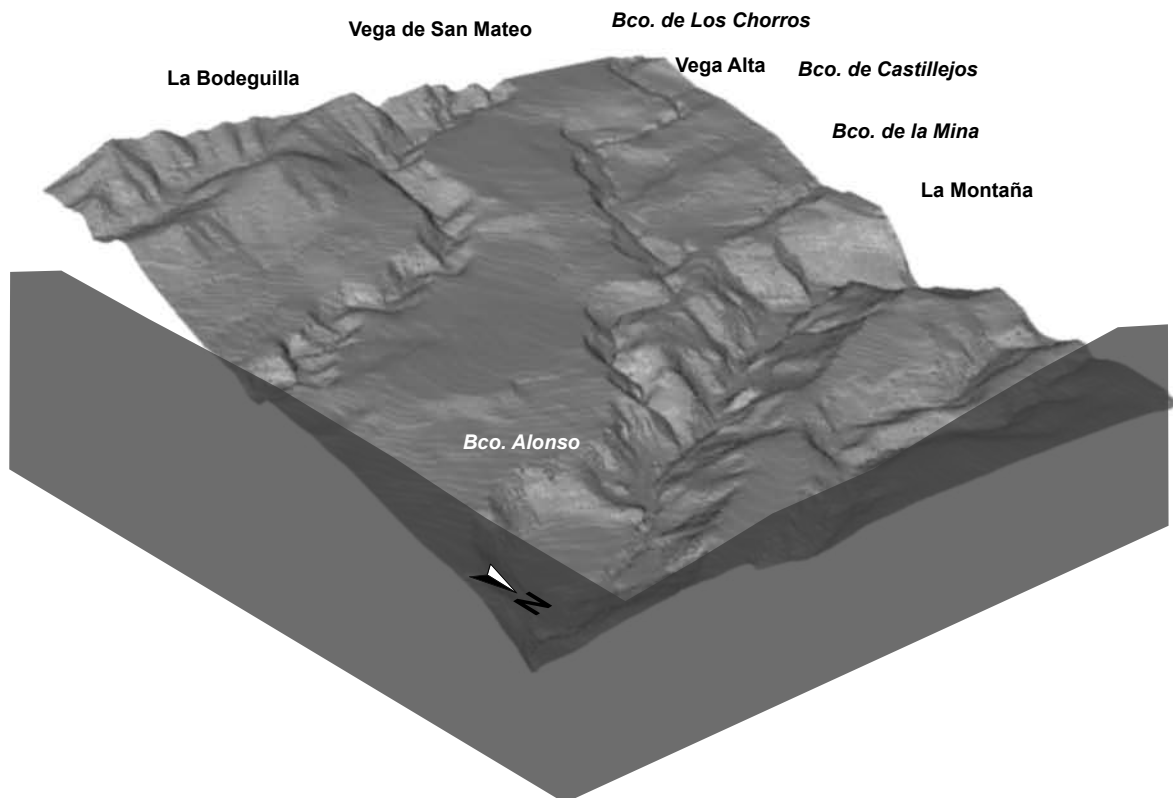


Figura 5.35: Vista en 3D desde el NNE del relieve pre-erupción de San Mateo. Obsérvese la morfología del lomo previo a la erupción, de poca pendiente y laderas suaves.

La morfología al final de la erupción (Fig. 5.36) cambia sustancialmente, no sólo por la presencia del cono volcánico que emerge entre la divisoria y la ladera hasta inundar ligeramente el fondo del cauce, sino también por las lavas que inundan y rellenan en gran medida el barranco tributario y posteriormente el fondo del barranco principal, formando un flujo con forma de canal.

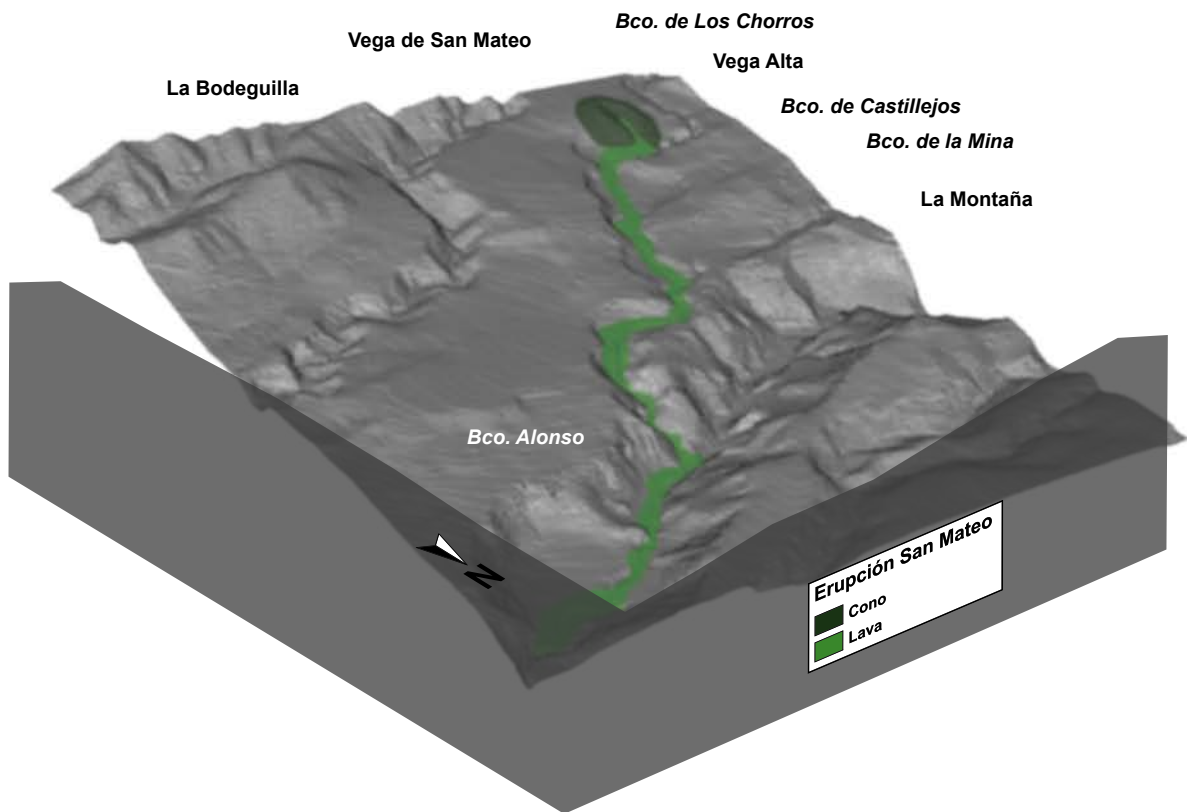


Figura 5.36: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción de San Mateo. Obsérvese la morfología del cono sin los efectos antropogénicos y la colada inundando los barrancos de Los Chorros y Alonso, formando en este último terrazas.

5.8. ERUPCIÓN DE LA CALDERETA DE VALLESECO

El edificio volcánico está constituido por dos conos que emergen en la cabecera del Lomo de Las Montañetas, en el Municipio de Valleseco.

El cono principal adquiere una morfología tronco-cónica muy homogénea a favor de la pendiente, compuesto por niveles de diversa granulometría, desde escorias a aglutinados, formando estratos soldados que buzan hacia el exterior de sus flancos con una inclinación de unos 25°. En cambio, en el interior del edificio se presenta con paredes muy verticales, aunque van disminuyendo sus pendientes a medida que se acumulan los propios materiales del edificio en su interior. Intercalados se encuentran, ocasionalmente, niveles piroclásticos de granulometría fina, algunos con laminaciones, que ponen de manifiesto episodios más explosivos de naturaleza freatomagmática. El cráter presenta una forma en herradura simétrica localizado en la parte sumital del cono y abierto hacia el NNE (Fig. 5.37).



Figura 5.37: A) Vista general desde el NE del cono principal presentando un cráter sumital. B) Flanco Norte del cono adosado al edificio volcánico principal.

El cono secundario adosado de menor envergadura, emerge en el flanco Sur del cono principal, rompiendo parcialmente su morfología original en la zona sumital. Presenta una estructura escoriácea y aglutinados bien cementados, no siendo así en las zonas más superficiales que se encuentran más fragmentadas y con presencia de bombas volcánicas. No presenta una estratificación clara en su interior, por lo que parece indicar se trata de una fase final de la erupción muy

efusiva. El cono presenta un cráter sumital en herradura asimétrica abierto en dirección SSE y desventrado en la bisectriz del cráter ya que este flanco es el que se apoya en la zona más debilitada del cono principal por la aparición de este cono adosado. Por la morfología que presentan los conos, como por los materiales que lo forman, es una erupción de tipo estromboliana.

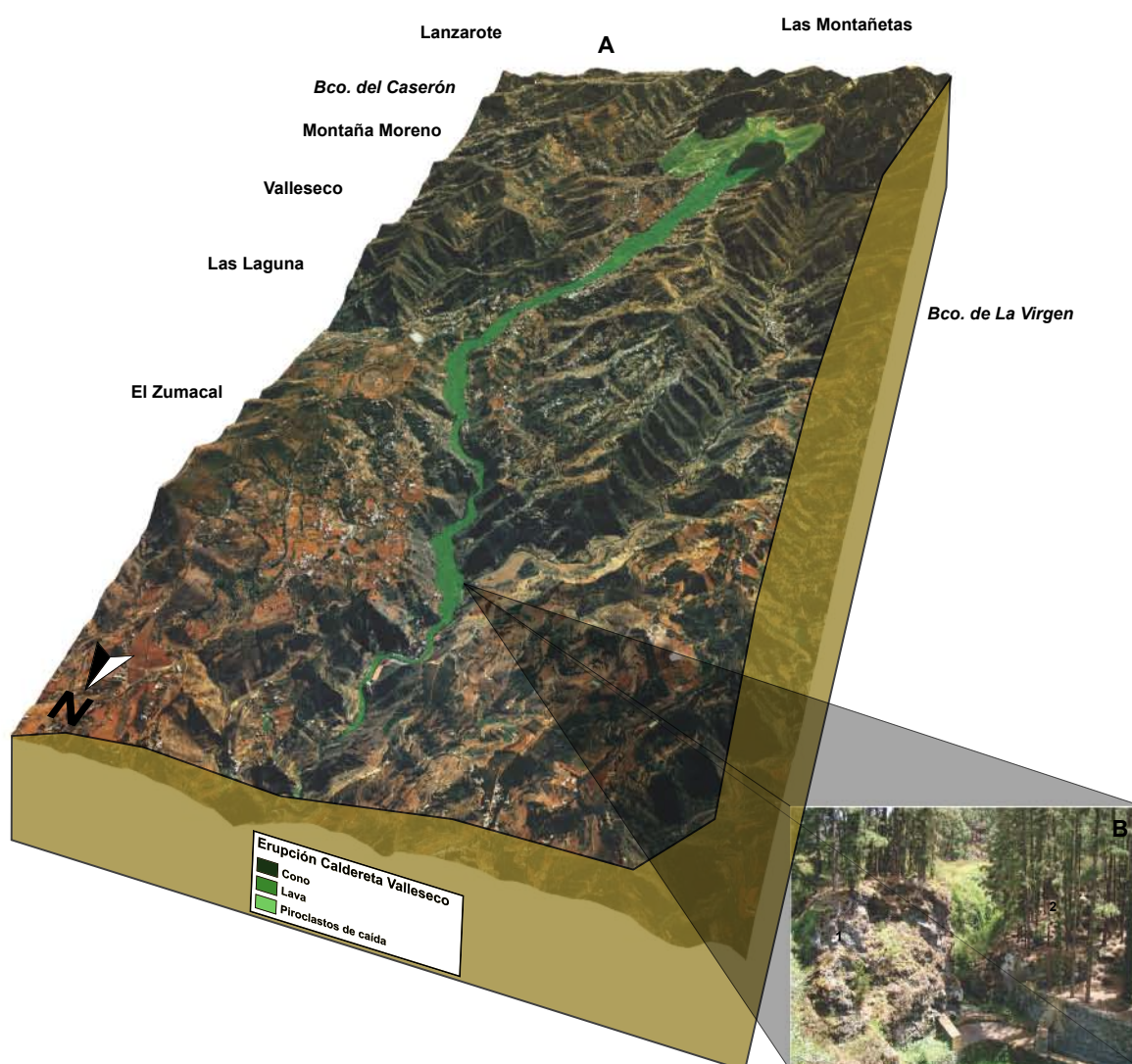
La emisión de lavas se producen desde los dos conos, siendo menos destacada la emitida por el cono adosado. En el interior del cráter se forman aglutinados sobrepuestos unos a otros desarrollando tómulos lávicos, que siguen apareciendo a medida que avanza el flujo pero de menor envergadura. Una lava de apenas unas centenas de metros de recorrido arrastra en el frente un bloque errático de gran porte. Por el contrario, la lava emitida por el cono principal es de mayor recorrido. Fluye por la zona más deprimida del lomo de Las Montañetas hasta encauzarse y encajarse por un barranco tributario al Barranco de la Virgen, en el cual se localiza el frente de lava. En su mayor parte, el techo de la colada está muy antropizado, no sólo por uso agrícola, sino por la presencia de asentamientos de población conocidos como Lanzarote y Zamora. La lava se observa menos antropizada al encauzarse por el barranco tributario que intersecta con el Barranco de La Virgen, donde presenta una morfología principalmente en bolas y muy escoriácea a techo, en ocasiones alternando con disyunción prismática (Fig. 5.38). La incisión fluvial actúa principalmente en el borde de colada por el cual fluye el barranco actual, como es el caso del Barranco de La Virgen que es donde mejor se aprecia.



Figura 5.38: Vista del borde de lava muy escoriácea, lo que facilita la colonización de la vegetación.

Los materiales de proyección aérea son principalmente lapilli cubriendo una pequeña área en dirección SE. Estos piroclastos cubren principalmente al cono principal, en cambio en el cono adosado se observan materiales de granulometría más gruesa, por lo que estos piroclastos de dispersión tuvieron que surgir del cono principal, por el carácter más explosivo del mismo.

El control estratigráfico para esta erupción se localiza en un punto cercano al frente de lava en el Barranco de La Virgen, conocido como Las Madres, en el que se observa como la lava que proviene de la erupción de Montañón Negro se coloca encima (Fig. 5.39). La figura 5.40 representa el mapa con la cartografía detallada de las unidades volcánicas.



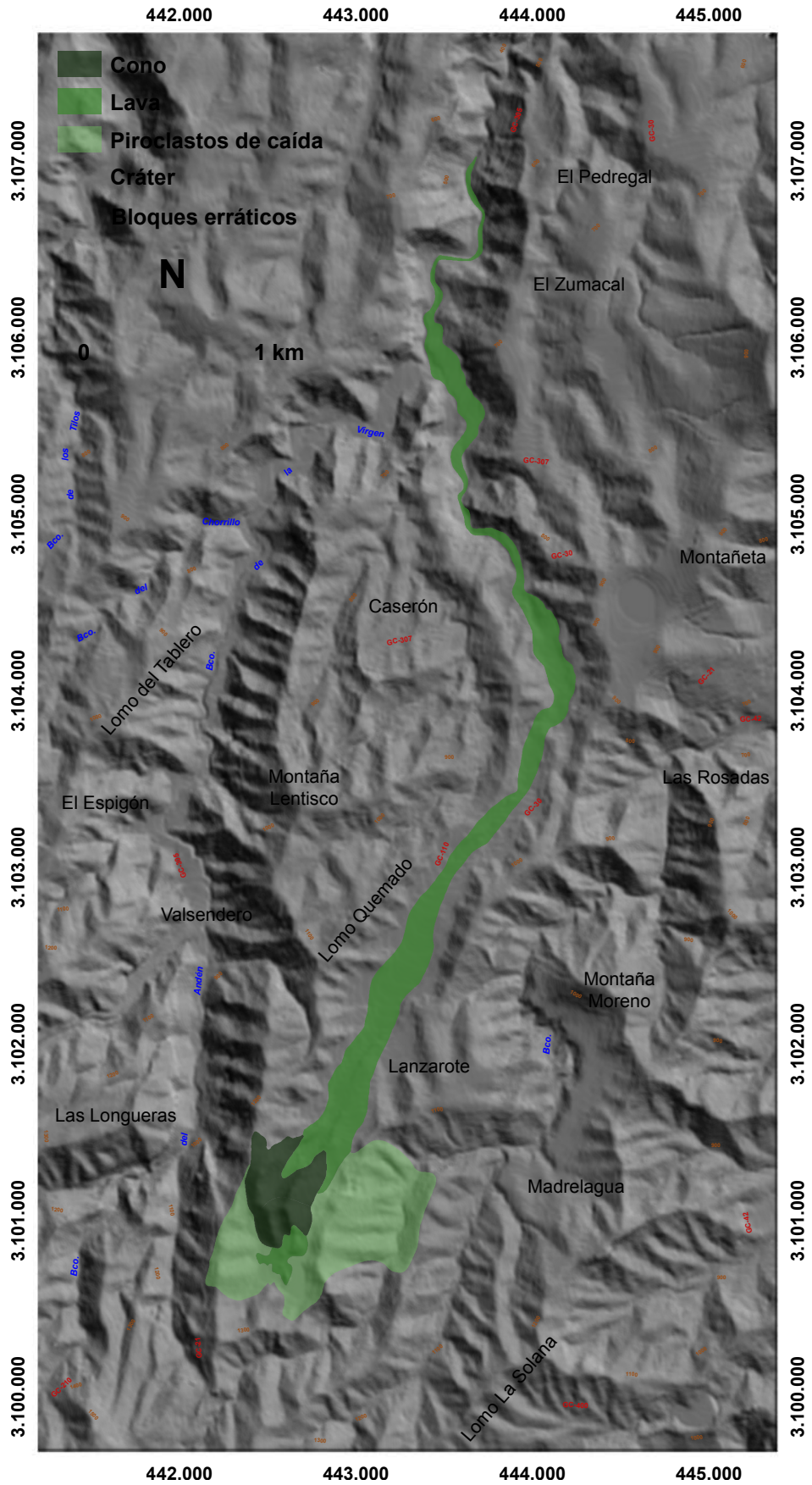


Figura 5.40: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de la Caldereta de Valleseco.

La morfología previa a la erupción de Caldereta Valleseco (Fig. 5.41), presenta una divisoria de pendientes moderadas, diseccionadas por barrancos profundos y de laderas escarpadas, como el Barranco de Madrelagua y el Barranco del Andén.

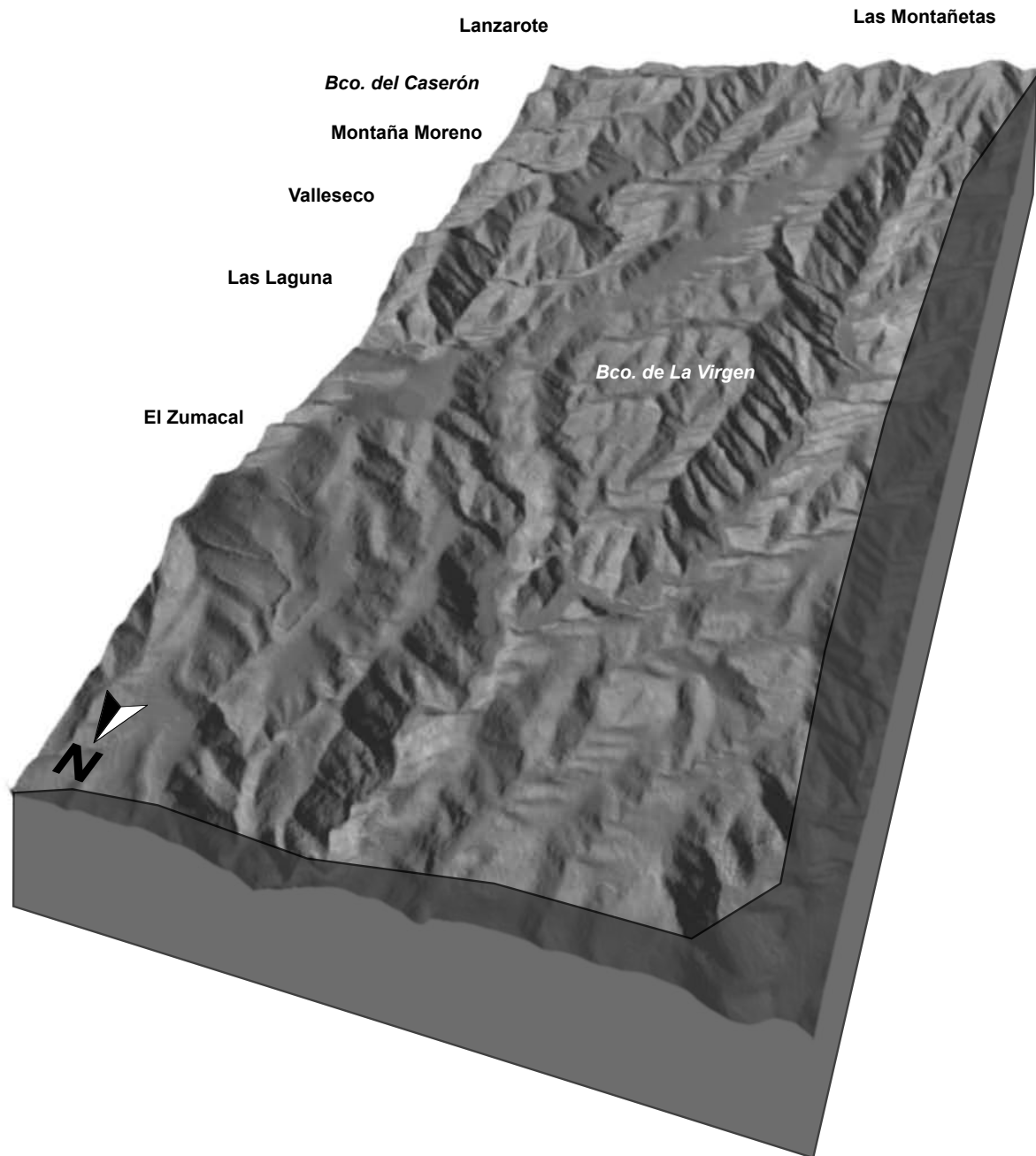


Figura 5.41: Vista en 3D desde el NNO del relieve pre-erupción de Caldereta Valleseco.

Por su lado, la morfología surgida en la erupción (Fig. 5.42) muestra como el edificio volcánico emerge en una cabecera del Barranco del Caserón, tributario al Barranco de La Virgen, por lo que modifica el ciclo erosivo que está presente en otros barrancos adyacentes. La colada presenta una morfología muy similar a la actual, indicando que la erosión actúa directamente en el borde de la colada aguas abajo, cuando es encauzada por el Barranco La Virgen.

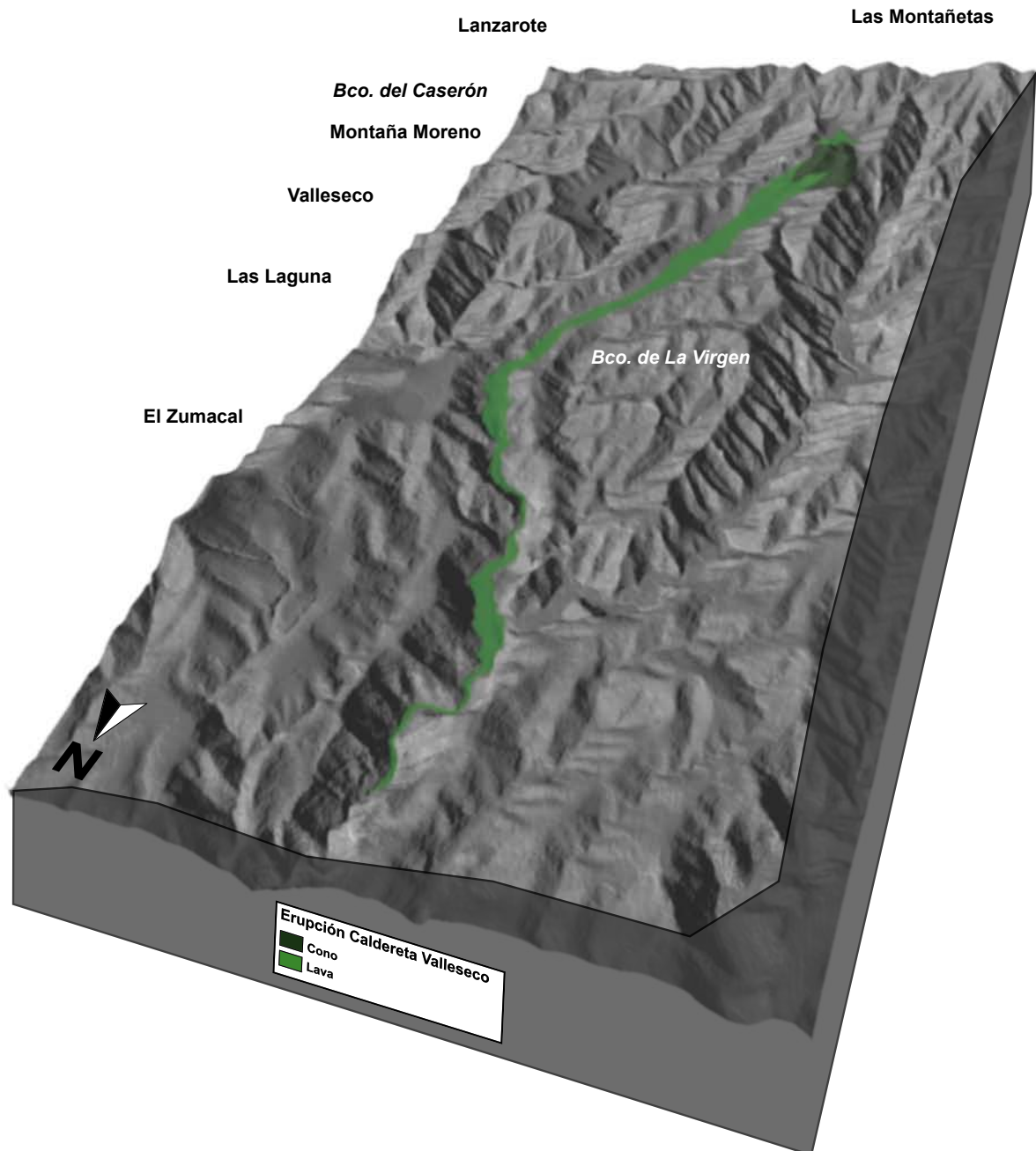


Figura 5.42: Vista en 3D desde el NNO del relieve post-erupción de Caldereta Valleseco. El edificio volcánico emerge en la cabecera del barranco del Caserón, mientras la colada de lava discurre hasta el Barranco de la Virgen.

5.9. ERUPCIÓN DE FAGAJESTO

La erupción de Fagajesto se desarrolla en la cabecera del Barranco del Sao, circunda por las divisorias conocidas como el Lomo de las Mesas al Norte, Majadales al Este, Los Galeotes al Sureste y La Solana al Sur, en el Municipio de Gáldar. Esta erupción se caracteriza por tener varios centros eruptivos de diferentes morfologías y dimensiones, ocasionados por los cambios ocurridos durante las fases eruptivas. Estos centros de emisión aparentemente siguen una alineación NO-SE.

El cono del Bohodén es el más antiguo de esta alineación, desarrollo al borde de un escarpe conocido por el mismo nombre. Por la ubicación del edificio no se aprecia una morfología clara de cono ni un cráter bien definido, pero si una acumulación de materiales piroclásticos y escorias adaptándose a la pendiente. La emisión de coladas de este edificio se caracteriza por una acumulación en la vertical de materiales que caen desde el edificio, adquiriendo una morfología desestructurada en forma de jirones, escorias y lenguas de lavas intercaladas (Fig. 5.43).



Figura 5.43: Vista general de la morfología del cono del Bohodén adaptado a la pendiente de la ladera (1), desde el que se emiten lavas que caen en cascada acumulándose en la vertical en el cuace del Barranco del Sao (2).

Continuando esta secuencia de centros eruptivos, se localiza otro centro de emisión en el fondo del valle denominado cono de Fagajesto, del cual emerge la colada principal que caracteriza esta erupción. El cono presenta un cráter en herradura abierto hacia el SSO a favor de la pendiente, asimétrico, con la parte central más deprimida en la unión de los flancos causado por el drenaje del flujo de lava. Parte de los flancos del edificio están afectados por la erosión hídrica, sobre todo el flanco SE que rellena el cauce del Barranco del Sao (Fig. 5.44). En

la estructura interna del cono se distinguen dos tipos de depósitos pirocásticos. En la base del cono se aprecia un delgado nivel de flujos piroclásticos masivo, con presencia de líticos de distribución homogénea formando hiladas. Sobre este nivel se ubican capas piroclásticas de carácter estromboliano, más efusivo, formado por piroclastos de diversa granulometría, escorias soldadas y aglutinados. La mayoría del cono y los depósitos piroclásticos predominantes, ponen de manifiesto una erupción estromboliana, si bien en sus primeras manifestaciones tuvo pulsos freatomagmáticos más explosivos.



Figura 5.44: Vista general de la morfología del cono desde el SO. La línea discontinua delimita el perfil del cono con la parte central más deprimida que el resto del edificio.

Al NE del cono de Fagajesto se encuentra otro centro emisor conocido como el Hondo de Fagajesto. Se trata de una caldera de fondo plano y elíptica, en la pared de la cual se observan sus depósitos colgados sobre el sustrato previo, por lo que puede clasificarse como tipo maar, típico de erupciones freatomagmáticas. A medida que aumenta la cota hacia la divisoria, la potencia de sus depósitos va disminuyendo, por lo que el centro de emisión estaría más cercano al cauce del barranco del Sao (Fig. 5.45). Se observan diferentes niveles freatomagmáticos, compuestos por un 20-30% de líticos y el resto de material volcánico. Esta baja proporción de líticos apunta a un proceso de colapso vertical para formar la caldera, ya que no reúne suficiente volumen para suponer un desalojo del sustrato en los pulsos freatomagmáticos. Los depósitos freatomagmáticos se dirigen hacia el SO, cubriendo parte del cono de Fagajesto. Previamente, en la misma dirección de flujo, se observa un relleno de una vaguada en la que de muro a techo se observa un nivel freatomagmático con líticos, un segundo nivel con alternancia de materiales freatomagmáticos y estrombolianos y, finalmente, un nivel estromboliano,

caraterizado por escorias soldadas, aglutinados y lapilli. Ello apunta a diferentes mecanismos eruptivos operando en centros de emisión de forma más o menos simultánea.



Figura 5.45: Vista general hacia el SE del interior de la caldera. Obsérvese la adaptación de los materiales volcánicos al relieve previo (línea discontinua).

Continuando esta dirección de centros eruptivos, se localiza a fondo de barranco, al SE del cono de Fagajesto, unos depósitos de características freatomagmáticas y donde alternan episodios de caída con otros flujos (oleadas y coladas piroclásticas). En la actualidad no se conserva morfología alguna del edificio que debió actuar como foco de emisión, pero por las características de los depósitos debió ser uno tipo anillo de tobas. La sucesión estratigráfica, de muro a techo, consiste en un primer nivel de mezcla de materiales freatomagmáticos y estrombolianos, con niveles de *surges* intercalados con bombas volcánicas. A continuación se diferencia otro nivel sin estructuras internas, masivo, para pasar de nuevo a otro nivel de *surges* con diferentes tipos de laminaciones. Sobre ellos un depósito freatomagmático pero con una carga de líticos muy alta que se interpreta como una brecha de apertura. Seguidamente aparece otro nivel de *surges* laminados adaptándose a la morfología previa, y finalmente un nivel estromboliano, de lapilli y escorias sueltas, indicio de la disminución de carácter explosivo que han caracterizado en los niveles previos (Fig. 5.46). Este último nivel más efusivo es el que terminaría formando el cono, apoyado en todo momento desde el fondo del Barranco del Sao hasta una ladera muy escarpada, lo que configura un edificio muy inestable, lo que unido a procesos erosivos hace que el cono volcánico no mantenga su morfología y se derrumbe.



Figura 5.46: Vista en detalle de los niveles de construcción del edificio volcánico denominado como embudo de Fagajesto. De muro a techo se distinguen los siguientes niveles: materiales freatomagmáticos y estrombolianos (1); Surges masivo con presencia de líticos (2); Surges con estratificación cruzada y presencia de líticos (3); Brecha de apertura y surges con presencia de líticos de gran porte (4); surges laminados imbricado con material estromboliano adaptados a la morfología precedente (5); depósitos de escorias y lapilli (6).

El último centro de emisión es un hornito localizado a fondo de barranco, obstruyendo completamente el cauce, lo que da lugar a que se depositen aguas arriba materiales sedimentarios y aluviales generando a su vez terrazas favorables para uso antrópico. Principalmente están constituido por escorias muy vesiculadas y emplastes lávicos soldados. Este hornito, estratigráficamente se sitúa sobre los depósitos freatomagmáticos del edificio anterior, por lo que puede indicar que es el último episodio volcánico de la alineación, de carácter más efusivo (Fig. 5.47).



Figura 5.47: Vista general del hornito delimitado con línea discontinua obstruyendo el cauce del barranco (1). Obsérvese la acumulación en terraza de material aluvial y sedimentario causado por la obturación del hornito (2).

La colada principal emerge del cono de Fagajesto, siendo ésta la de mayor recorrido de todo el vulcanismo holoceno y, además, es la única que llega hasta la línea de costa y penetra en el mar. La colada emerge directamente desde el interior del cráter con una morfología de tipo pahoehoe y rápidamente encauzada a fondo de barranco. En la mayor parte del recorrido presenta disyunción columnar. En el primer tramo del recorrido, rellena un valle en artesa generando a su vez terrazas que se encuentran muy antropizadas por el uso agrícola. En ocasiones se observan túmulos de desgasificación en la superficie de la colada. Se observan secuencias de varios niveles de escorias y lavas, entre los que se intercalan esporádicamente restos de un depósito de piedemonte enrojecido, efecto de la última secuencia lávica que actúa como bulldozer y arrastra estos restos que se habían acumulado en las laderas. Este detalle se observa en todo el recorrido del flujo y será muy característico para identificar la colada de este volcán.

La colada se canaliza por un torrente del barranco del Sao, de pendiente muy fuerte, lo que da lugar a una desestructuración del flujo de lava, en ocasiones formando imbricaciones de varias coladas, superposiciones de levées y pequeños tubos. La velocidad de flujo en este tramo fue previsiblemente alta por la morfología que presenta. Sobre la colada se observa un bloque errático que no es más que parte del edificio volcánico del Bohodén que está siendo arrastrado aguas abajo y también se observa como la colada bordea la acumulación lávica que proviene del Bohodén. A partir de este torrente la lava discurre por el Barranco de Agaete, inundando el fondo del cauce y formando terrazas lávicas y tubos. La erosión fluvial en este barranco permite la incisión hasta llegar al sustrato aluvial, dejando al descubierto moldes vegetales, contactos de la lava con el relieve previo, piedemontes sobre los bordes de la colada y lahares originados por la erupción (Fig. 5.48). Un detalle a destacar es la presencia de grandes bloques que han caído desde las laderas y al impactar con la lava se han partido y han sido inyectados por ella, lo que pone de manifiesto que esta caída de bloques es simultánea al flujo de lava. Cerca del pueblo de Agaete la colada se expande por un sector del barranco que presenta una morfología en U y de fondo plano, formando bordes en la colada bien diferenciados, malpaís en su superficie bien conservados y presencia de gran cantidad de pequeños túmulos construidos por escorias. El resto de la colada se encuentra cubierto por sorriba para el aprovechamiento agrícola, así como por la construcción de infraestructuras como son viviendas y vías. Solamente al llegar al mar vuelve a observarse la lava, adquiriendo una morfología en abanico.



Figura 5.48: Vista en detalle de una sección del Barranco de Agaete. (1) Aluvial actual; (2) Sustrato, material juvenil; (3) Piedemonte; (4) Parche de almagre adosado al flujo de lava; (5) Borde de colada escoriáceo y disyunción columnar.

Los materiales de proyección aérea emergen tanto del cono de Fagajesto como del edificio volcánico en anillos de tobas (que se ha denominado embudo de Fagajesto). Son principalmente lapilli cubriendo un área en dirección SO, rebasando la divisoria hasta cubrir parcialmente la vaguada contigua. El contacto entre estos dos depósitos piroclásticos se observa claramente en el borde de la carretera, estando los niveles de lapilli que surgen del cono de Fagajesto bajo los niveles del edificio volcánico en anillos de tobas.

Así pues, atendiendo a las relaciones estratigráficas observadas, puede establecerse que el orden de emisión de los diferentes centros que componen este complejo de Fagajesto es: Bohodén, Cono, Hondo, Embudo y Hornito. A su vez, en el Barranco de Agaete se observa como las lavas de los volcanes de Berrazales y Jabalobos se sitúan sobre la lava del Cono de Fagajesto.

Las figuras 5.49 y 5.50 muestran la cartografía detallada de los materiales de esta erupción en formato bloque 3D y en mapa, respectivamente.

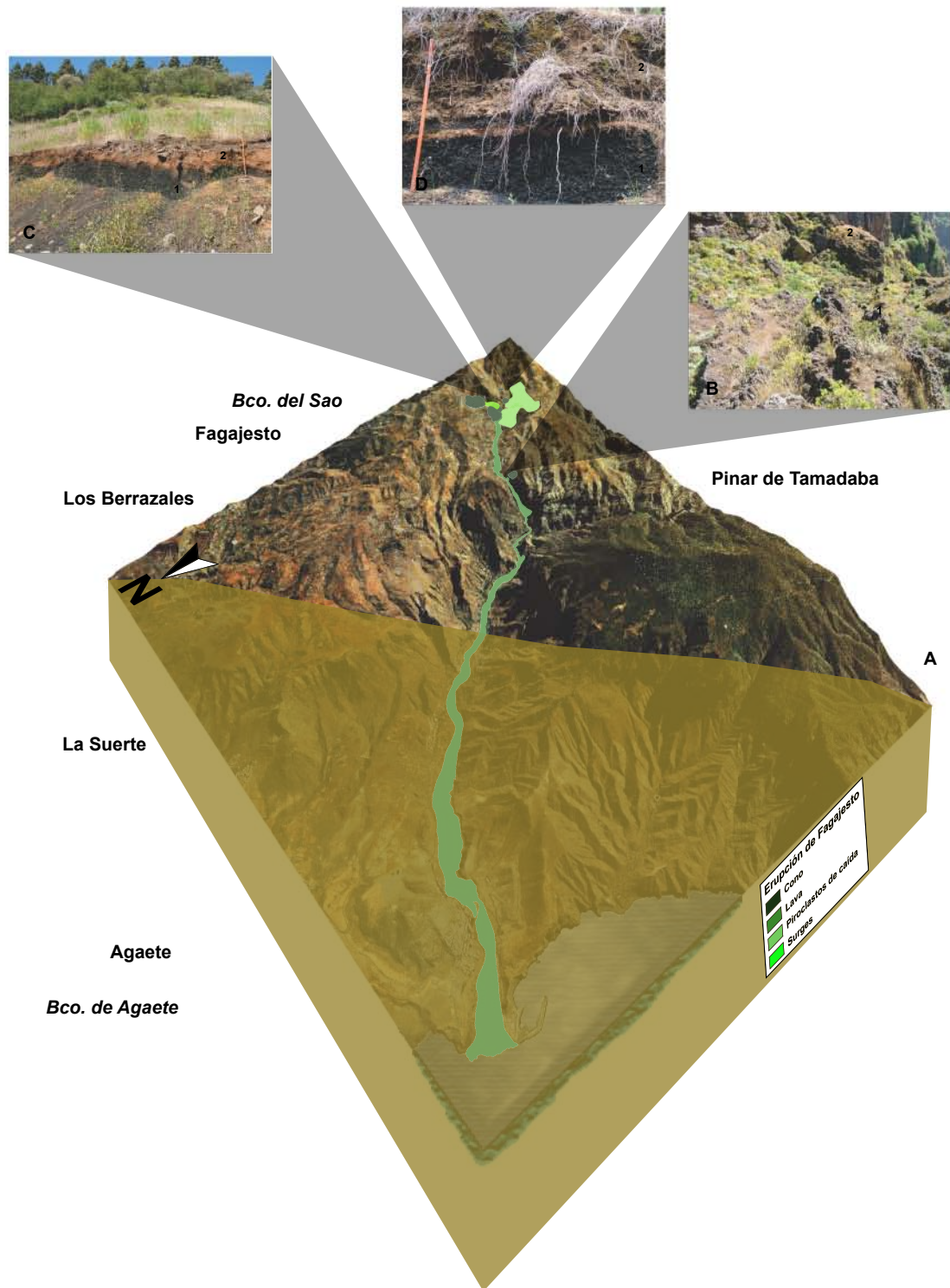


Figura 5.49: A) Vista en 3D desde el NO de la erupción de Fagajesto. La relación estratigráfica de los diferentes centros eruptivos de esta erupción es observada en: B) Flujo de lava del cono de Fagajesto (1) bordeando los emplastes y acumulación de lavas del cono del Bohodén (2); C) Piroclastos de dispersión horizontal del cono de Fagajesto (1) bajo nivel de *surges* del Hondo de Fagajesto (2); D) Piroclastos de dispersión horizontal del cono de Fagajesto (1) bajo nivel de *surges* del embudo de Fagajesto (2).

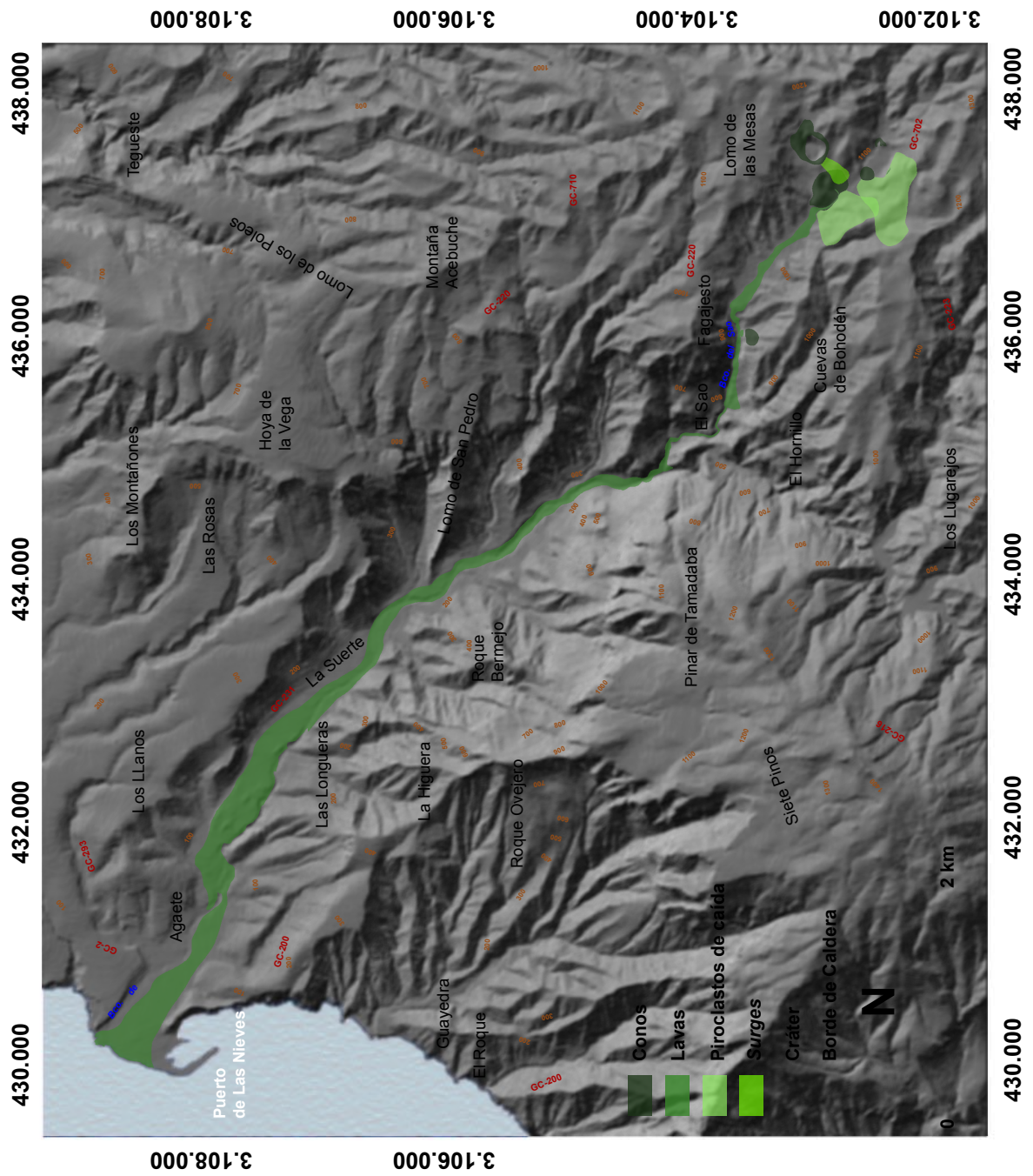


Figura 5.50: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de Fagajesto.

La morfología general previa a la erupción de Fagajesto (Fig. 5.51) se presenta muy distinta a la actual, sobre todo en el Barranco del Sao, donde emergen los centros de emisión, presentando una morfología en artesa antes del cambio de pendiente fuerte del torrente del Sao. A su vez, el Barranco de Agaete presenta también una morfología de fondo plano caracterizado por la gran acumulación de material aluvial que en el litoral llegan a formar un abanico deltaico.

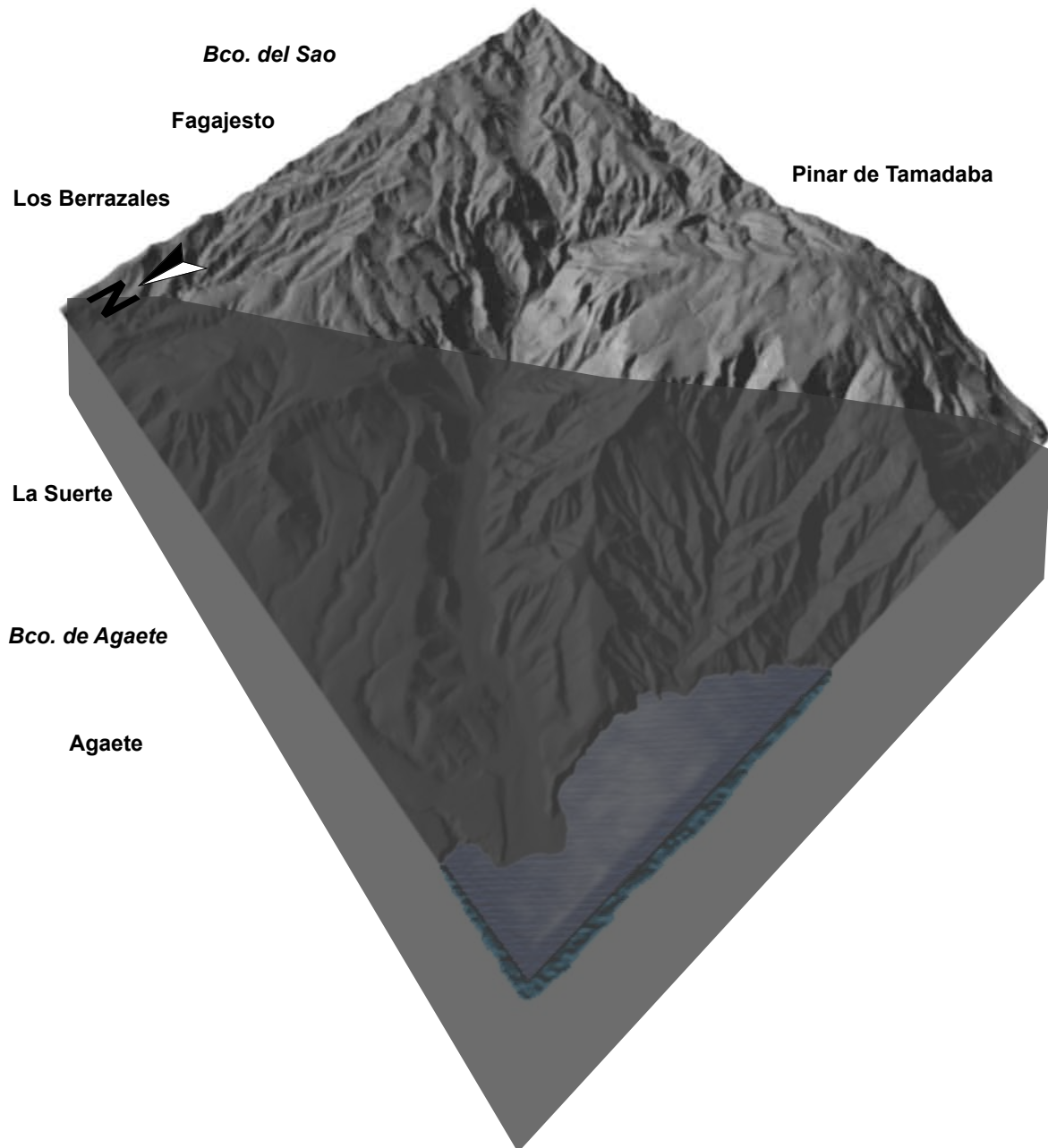


Figura 5.51: Vista en 3D desde el NO del relieve pre-erupción de Fagajesto.

La morfología que construye después de la erupción (Fig. 5.52) cambia sustancialmente el relieve previo, no sólo la zona donde emergen los centros de emisión, en la cabecera del Barranco del Sao, sino también en el barranco por donde fluye la lava que provoca modificaciones sustanciales en su cauce. Tanto el Cono de Fagajesto, como el Embudo y el Conolete emergen directamente en el fondo del barranco del Sao. La colada en el momento de inundar el lecho se expande ocupando prácticamente todo el cauce, de igual forma que hace al encauzarse por el Barranco de Agaete. Al llegar al mar, forma un delta lávico que modifica la morfología de la línea de costa.

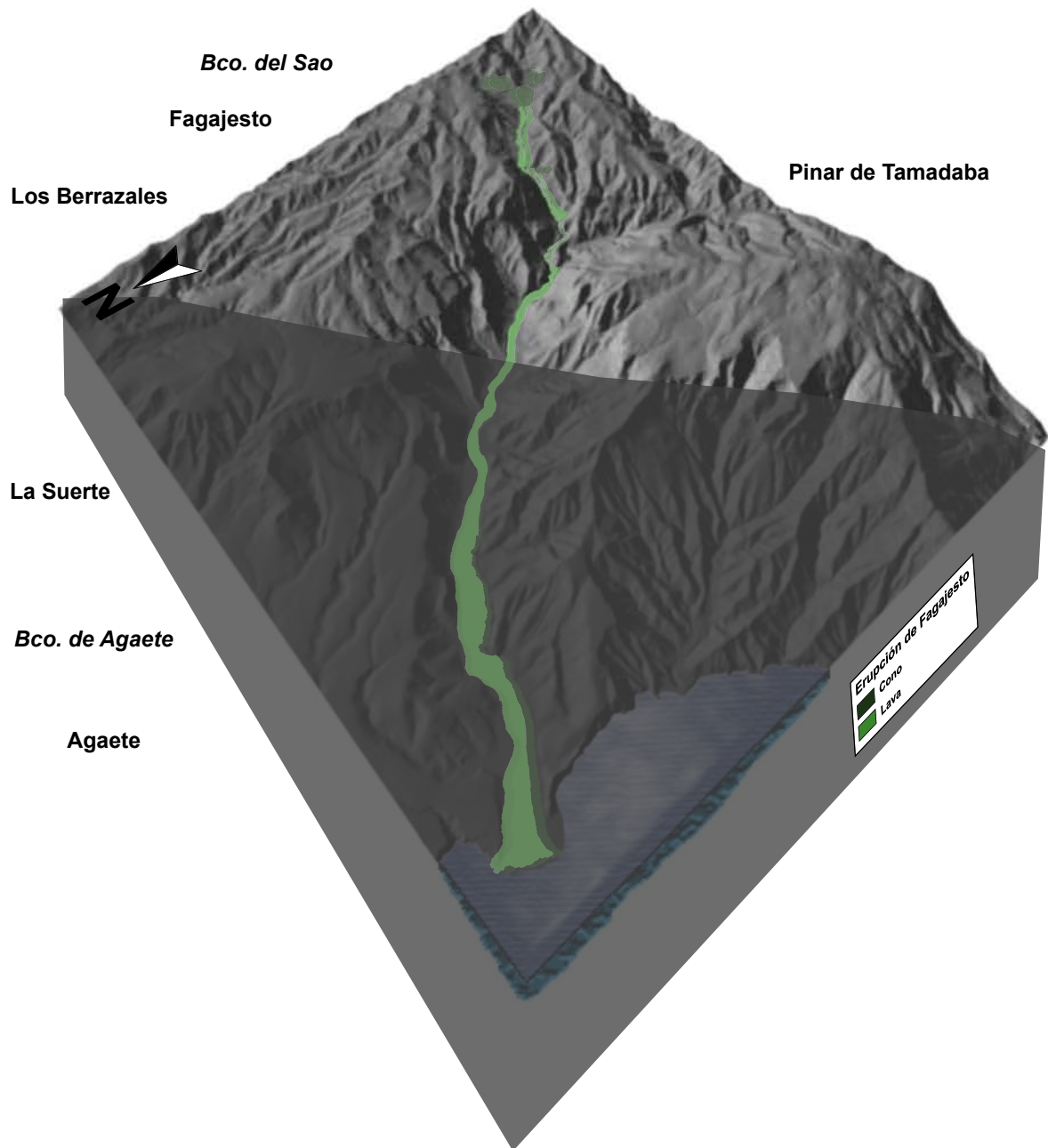


Figura 5.52: Vista en 3D desde el NO del relieve post-erupción de Fagajesto.

5.10. ERUPCIÓN DE EL MONTAÑÓN NEGRO

El edificio volcánico se desarrolla en una divisoria localizado al Este de Montaña del Capitán y al Oeste del Lomo de la Retamilla, en el Municipio de Moya.

El cono presenta una estructura escoriácea, con derrames lávicos y emplastes intercalados entre los estratos de piroclastos que se acumulan en torno a la boca eruptiva. La inclinación de los flancos y, por tanto, la morfología del edificio está condicionada por la dirección de los vientos predominantes (Vientos Alisios) durante la erupción, siendo el flanco Sur el de menos pendiente ya que se apoya directamente en la divisoria; en cambio, los flancos Este y Oeste del cono se apoyan directamente en barrancos tributarios por lo que aumentan considerablemente la inclinación de los mismos. Presenta un cráter sumital en herradura abierto hacia el NE a favor de la pendiente, asimétrico, ofreciendo planos de inclinación de lentejones lávicos que buzan hacia el exterior por las fuertes pendientes. En el interior del cráter se observa un espigón escoriáceo el cual se encuentra fosilizado por los flujos de lavas que emergen desde el interior del cráter (Fig. 5.53).



Figura 5.53: Vista general desde el NE del cono de Montañón Negro. (1) Espigón de escorias en el interior del cráter delimitado con línea discontinua. (2) Campo de lavas a'a' que emergen desde el interior de este cráter.

Las emisiones de lavas se producen tanto desde el interior del cráter bordeando por ambos lados al espigón escoriáceo localizado en el mismo, como desde la base del flanco Oeste del cono. La colada de mayor recorrido es la que emerge desde el interior del cráter, adquiriendo una morfología muy escoriácea con morfologías a'a' y presencia de bloques erráticos. Estas lavas cubren una planicie que forma parte

de la divisoria en la que emerge el edificio volcánico. Destaca la presencia de una depresión en la lava con escarpadas paredes verticales a modo de *pit crater* que se formaría por el hundimiento del terreno resultante por la disminución de material de magma en el interior del flujo. Una vez la lava se canaliza por un barranco conocido como El Cañadón, adquiere una morfología de canal de lava, con unos bordes de levèes caracterizados por varios derrames (*overflow*) originados por las oscilaciones del aporte de magma que generan la sucesión de capas (Fig 5.54). Hasta el frente de colada, localizado en el Barranco de la Virgen, adquiere una estructura general con una disyunción en bolas de aspecto muy escoriáceo en el techo y una disyunción columnar en su interior. La colada que emerge desde el flanco Oeste se presenta como un espigón lávico cubierto por piroclastos de caída de la propia erupción y encauza por el Barranco de Aguas de Fontanales. Presenta morfología escoriácea tipo a'a' y poco espesor hasta que un fuerte cambio de pendiente origina la acumulación de varias lenguas de lava intercaladas con una estructura de las mismas en disyunción en bolas. Por último, hay un derrame de lava secundario, de poco espesor y recorrido, asociado a la colada que emerge del interior del cráter. Se encauza por el barranco de Cañada de Don Víctor, adquiriendo una morfología en superficie rugosa con disyunción en bolas.



Figura 5.54: Vista general del canal de lava (1) marcando los límites del flujo con líneas discontinuas. En el fondo de la imagen se observa el edificio volcánico de Montañón Negro (2).

Los piroclastos de caída ocupan un área extensa en dirección SO. Presentan diversa granulometría, desde muy groseros en zonas proximales con la presencia de bombas volcánicas de diversas morfologías, hasta lapilli muy fino en áreas distales.

Las relaciones estratigráficas con otras erupciones holocenas se pone de manifiesto en dos puntos. Por un lado, se observa que parte del borde de colada que se encauza por el Barranco la Virgen se superpone a la colada holocena que inunda este barranco proveniente de la Erupción de Caldereta de Valleseco. Por otro lado, el límite del área de extensión de los piroclastos de dispersión de la erupción de Pinos de Gáldar (ver apartado siguiente) cubren parte de la colada de lava que se encauza por el Barranco de Aguas de Fontanales. Las figuras 5.55 y 5.56 representan la cartografía de las unidades volcánicas de esta erupción, en forma de bloque 3D y mapa, respectivamente.

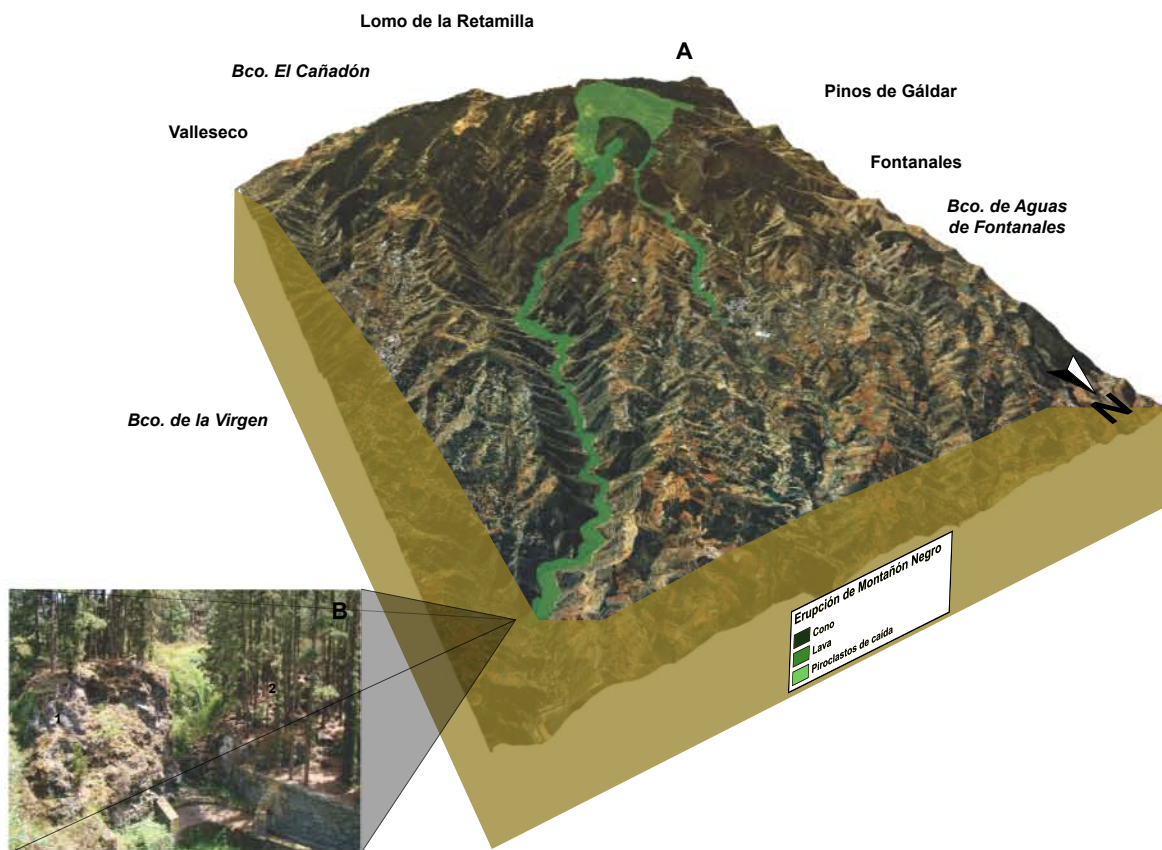


Figura 5.55: A) Vista en 3D desde el NE de la erupción de El Montañón Negro. B) Foto donde se observa la relación estratigráfica de la lava de la erupción de Caldereta de Valleseco (1) bajo la colada de la erupción de Montañón Negro (2).

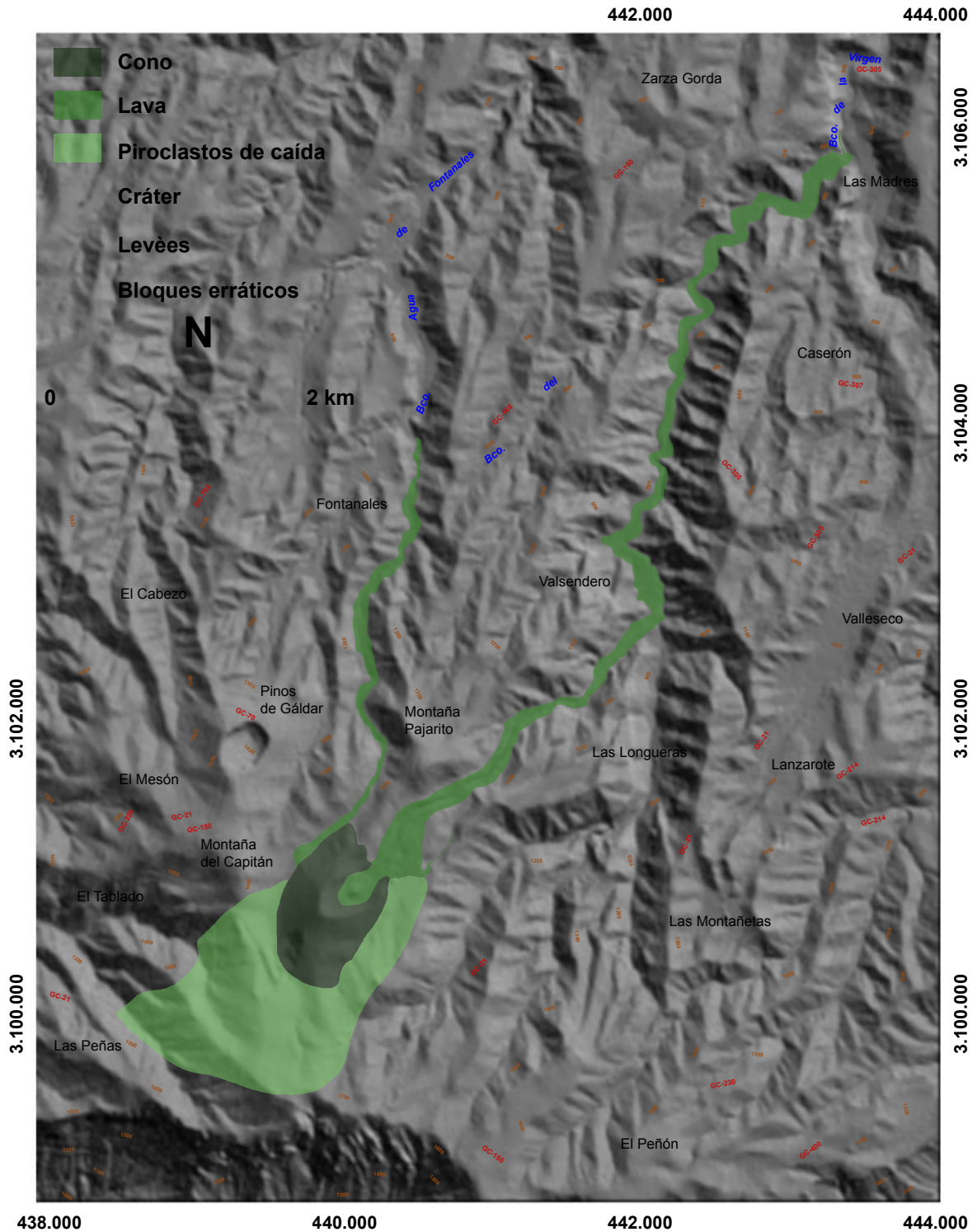


Figura 5.56: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de Montañón Negro.

La morfología previa a la erupción de Montañón Negro (Fig. 5.57) presenta una divisoria de suaves pendientes. Los barrancos por donde fluirán posteriormente las lavas se caracterizan por presentar un fondo plano, aunque en los cambios bruscos de pendiente adquieren una morfología en V. Tanto el Barranco de La Virgen como el Barranco de Agua de Fontanales están alimentados por varios barrancos tributarios desde las laderas adyacentes. En el fondo de los barrancos principales tendría lugar la acumulación de sedimentos aluviales de diversa granulometría.

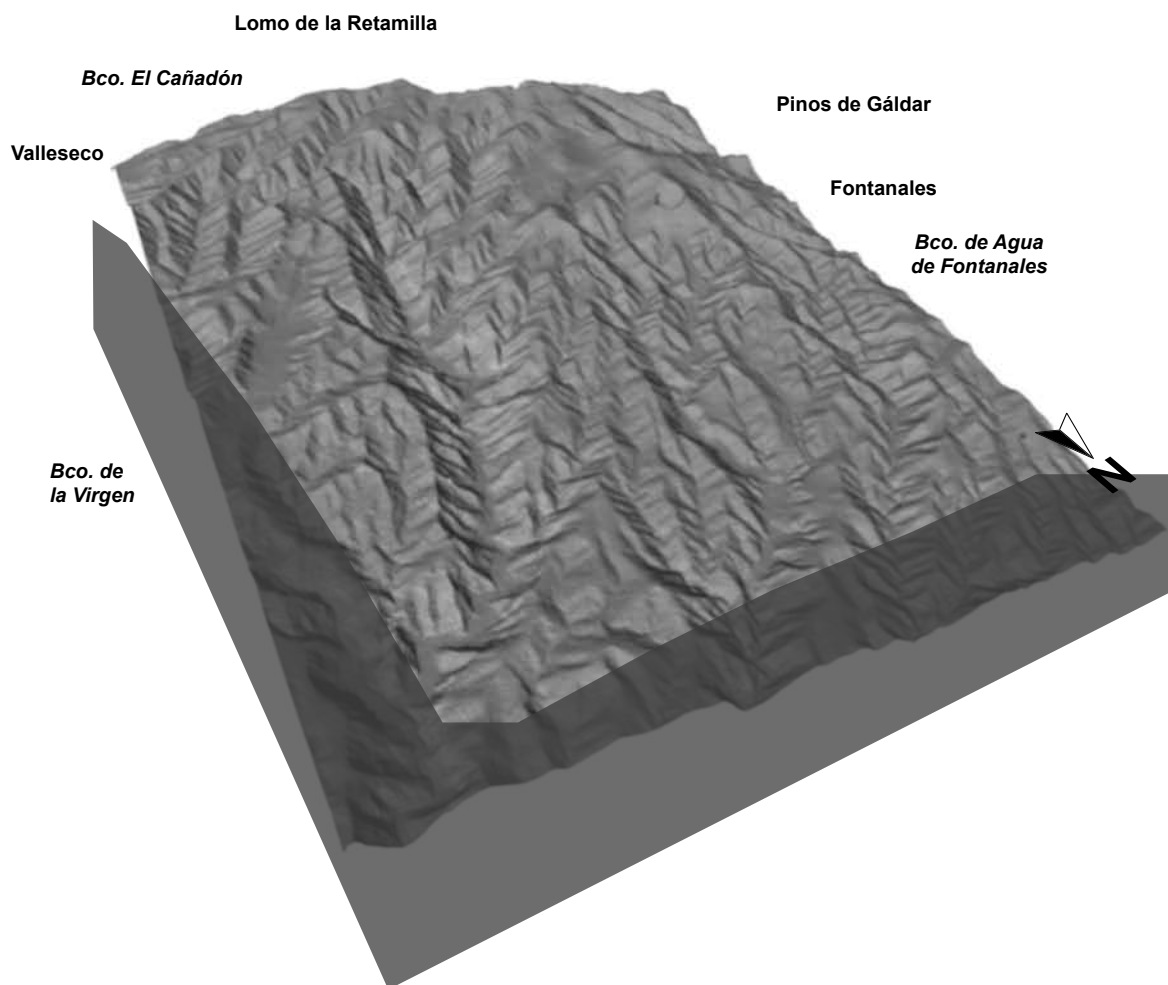


Figura 5.57: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción de El Monta n Negro.

Por su lado, la morfología del relieve surgido en la erupción de El Montañón Negro (Fig. 5.58) modifica sustancialmente la previa. El edificio volcánico emerge en una divisoria de agua donde intersectan varios torrentes y barrancos tributarios al Barranco de La Virgen y al Barranco de Aguas de Fontanales. La colada presenta una morfología muy similar a la actual, con los bordes de levées conservados, ya que el barranco actual discurre en gran parte por el interior del canal lávico, si bien en tramos se encaja en sus bordes.

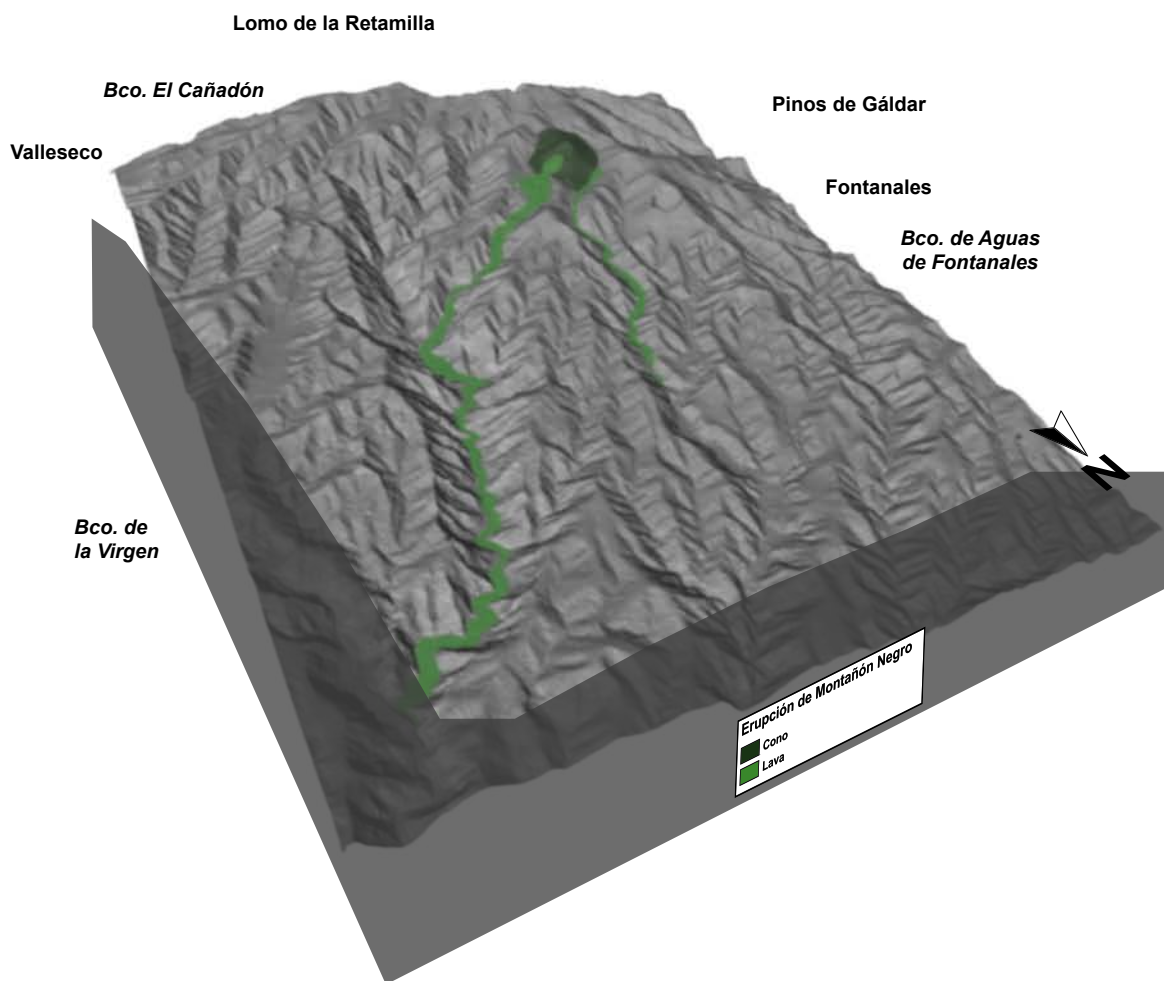


Figura 5.58: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción de El Montañón Negro.

5.11. ERUPCIÓN DE LA CALEDERA DE PINOS DE GÁLDAR

El edificio volcánico de la erupción de La Caldera de Pinos de Gáldar se desarrolla en la cabecera de confluencia de los barrancos del Gusano, al Oeste, el Brezal, al Norte, y el de Agua de Fontanales, al Este. El edificio volcánico rompe la morfología de los lomos conocidos como El Mesón y Los Pinos, al Oeste y al Este respectivamente, que descienden desde Montaña El Capitán, al Sur de este edificio (Municipio de Moya).

Se trata de una caldera de colapso con morfología elíptica en planta (Fig. 5.59), en cuyas paredes se localizan depósitos freatomagmáticos interestratificados con otros de escorias de diversa granulometría y emplastes lávicos. En los bordes superiores de la caldera se localizan depresiones producidas por desprendimientos del terreno a favor de las cabeceras de los barrancos antes mencionados. El punto de cota más alta se localiza hacia el SO, por lo que esta acumulación de materiales puede relacionarse por la influencia de los vientos predominantes durante la erupción, los Alisios. El interior de la caldera presenta paredes verticales, siendo las más pronunciadas las orientadas al Oeste. En cambio, en la vertiente Este se intercalan entre los niveles piroclásticos lenguas de lava.



Figura 5.59: Vista general del interior de la Caldera de Pinos de Gáldar. Se marca en línea discontinua el contacto entre los estratos en disposición horizontal, la mayoría de tipo de caída, con otros inclinados que los cortan y que presentan características de flujo.

Los flujos de lava emergen desde la base del edificio. El situado más al Este, fluye por una barranquera en la que presenta unas secuencias de lavas aglutinadas con alternancia de escorias, con estructuras abovedadas que en el colapso de las mismas dejan al descubierto lavas con disyunción prismática en el interior y en

bolas en la superficie. Esta colada fusiona con otra que discurre por el Barranco del Brezal hasta el frente del flujo en el Barranco de Los Tilos, formada igualmente por secuencias de varios flujos de lavas entre escorias, adquiriendo una estructura abovedada inundando por completo el fondo del barranco, de modo que la erosión hídrica debe actuar en sus bordes (Fig. 5.60). Con los cambios de pendiente que se producen en el barranco la colada pasa a tener una morfología más caótica y desestructurada, al mismo tiempo que se observan efectos de aumento de velocidad del flujo quedando restos de lavas adosados y colgados en las laderas. Las coladas presentan una disyunción prismática. Destacar los efectos antropogénicos que actúan directamente en la colada, no solo el recubrimiento del techo de la lava con sorriba para uso agrícola, sino las construcciones de viviendas unifamiliares.



Figura 5.60: Vista general de la estructura abovedada de la colada delimitado en línea discontinua. Obsérvese en el borde de la misma el grado de incisión del barranco actual.

Los piroclastos de dispersión horizontal principalmente cubren un área extensa hacia el SO del edificio volcánico, caracterizado con una granulometría fina, aunque se observan igualmente diversos fragmentos de emplastes y bombas volcánicas cercanos a la boca eruptiva. Estos piroclastos de dispersión se sitúan, localmente, sobre uno de los flujos de lava proveniente del volcán de El Montañón Negro, lo que pone de manifiesto que esta erupción de La Caldera de Pinos de Gáldar debe ser ligeramente posterior en el tiempo.

Las figuras 5.61 y 5.62 presentan una visión aérea en perspectiva 3D de la erupción y un mapa con la cartografía de las unidades volcánicas respectivamente.

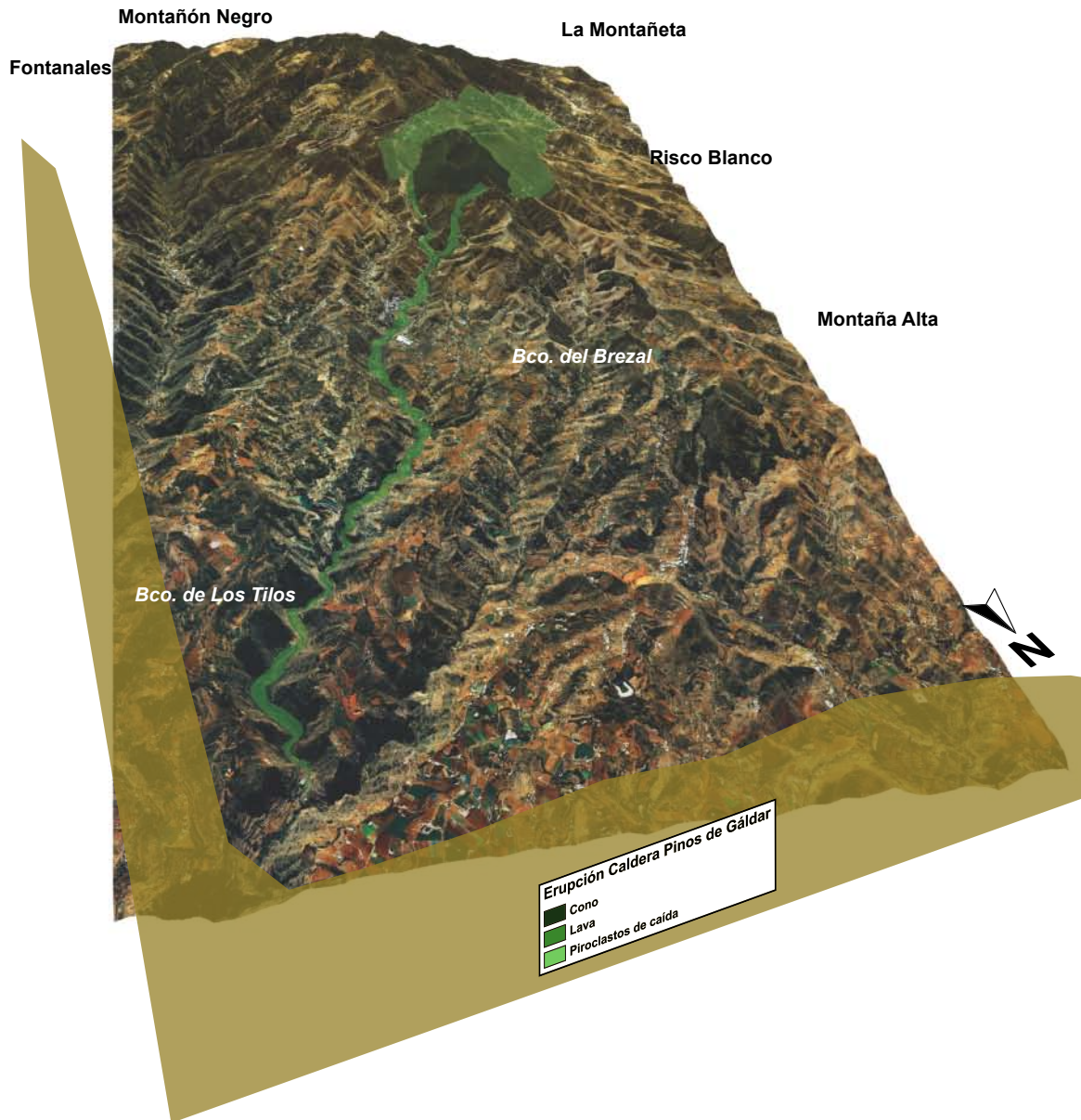


Figura 5.61: Vista en 3D desde el NNE de la erupción de La Caldera de Pinos de Gáldar. Se observa dos salideros de lavas desde la base del cono que aguas abajo se fusionan en una sola colada en el Barranco de Los Tilos .

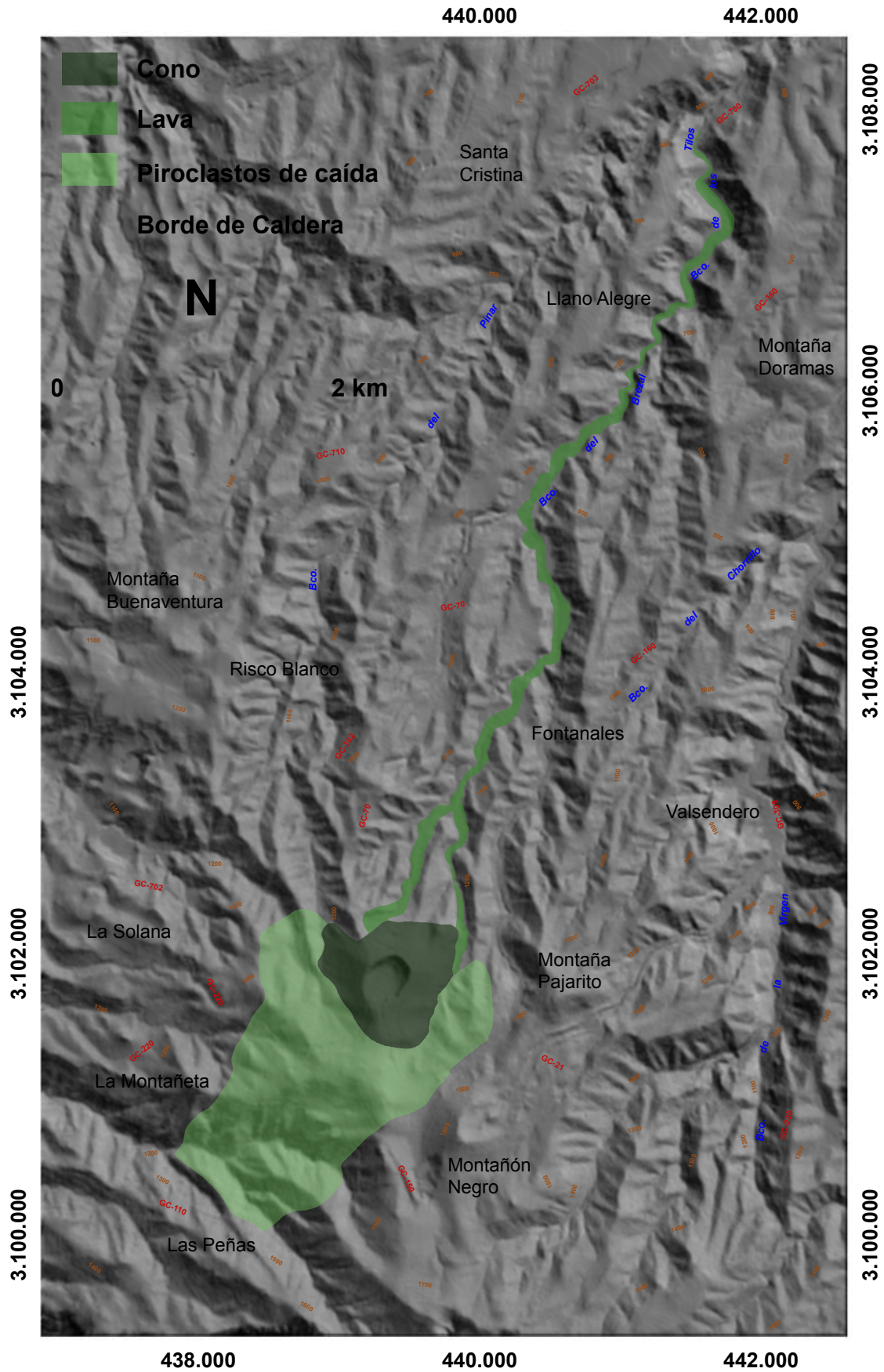


Figura 5.62: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción Caldera Pinos de Gáldar.

La morfología previa a la erupción de La Caldera de Pinos de Gáldar (Fig. 5.63) presenta una divisoria de pendientes suaves, desde la cual confluyen las cabeceras de los barrancos antes mencionados. Estos barrancos muestran fondos planos, aunque en los cambios fuertes de pendiente adquieren una morfología en V. Aguas abajo del barranco del Brezal y de Los Tilos confluyen en los cauces torrentes y barrancos tributarios desde las laderas adyacentes. En el fondo de los barrancos principales se acumulan sedimentos aluviales de diversa granulometría.

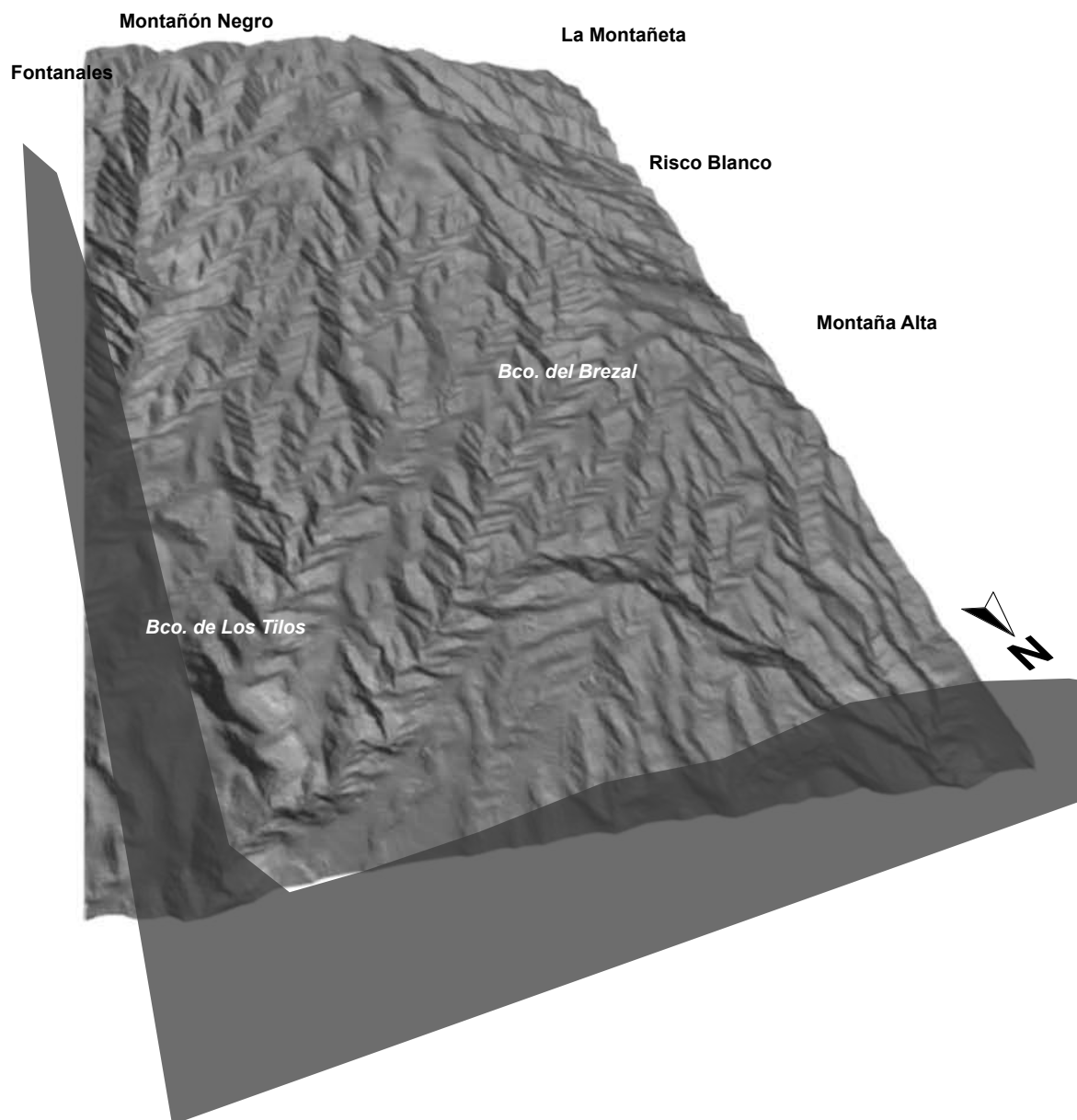


Figura 5.63: Vista en 3D desde el NNE del relieve pre-erupción de La Caldera de Pinos de Gáldar.

La morfología que presenta el relieve afectado esta erupción de La Caldera de Pinos de Gáldar (Fig. 5.64) sufre modificaciones en el área donde surge el cono y, de menor envergadura, en los barrancos por donde fluyen las lavas. El edificio volcánico emerge en la divisoria de agua donde intersectan varios barrancos, por lo que los límites más distales de los flancos del edificio rellenan de material piroclástico estas cabeceras. En cambio, las coladas que emergen desde la base del edificio se fusionan al confluir por el barranco del Brezal y de Los Tilos, inundando por completo el fondo del lecho aguas abajo. Tanto el edificio como la colada presentan una morfología muy similar a la actual, aunque en varios tramos de la colada se observan efectos de la erosión hídrica incidiendo principalmente en los bordes.

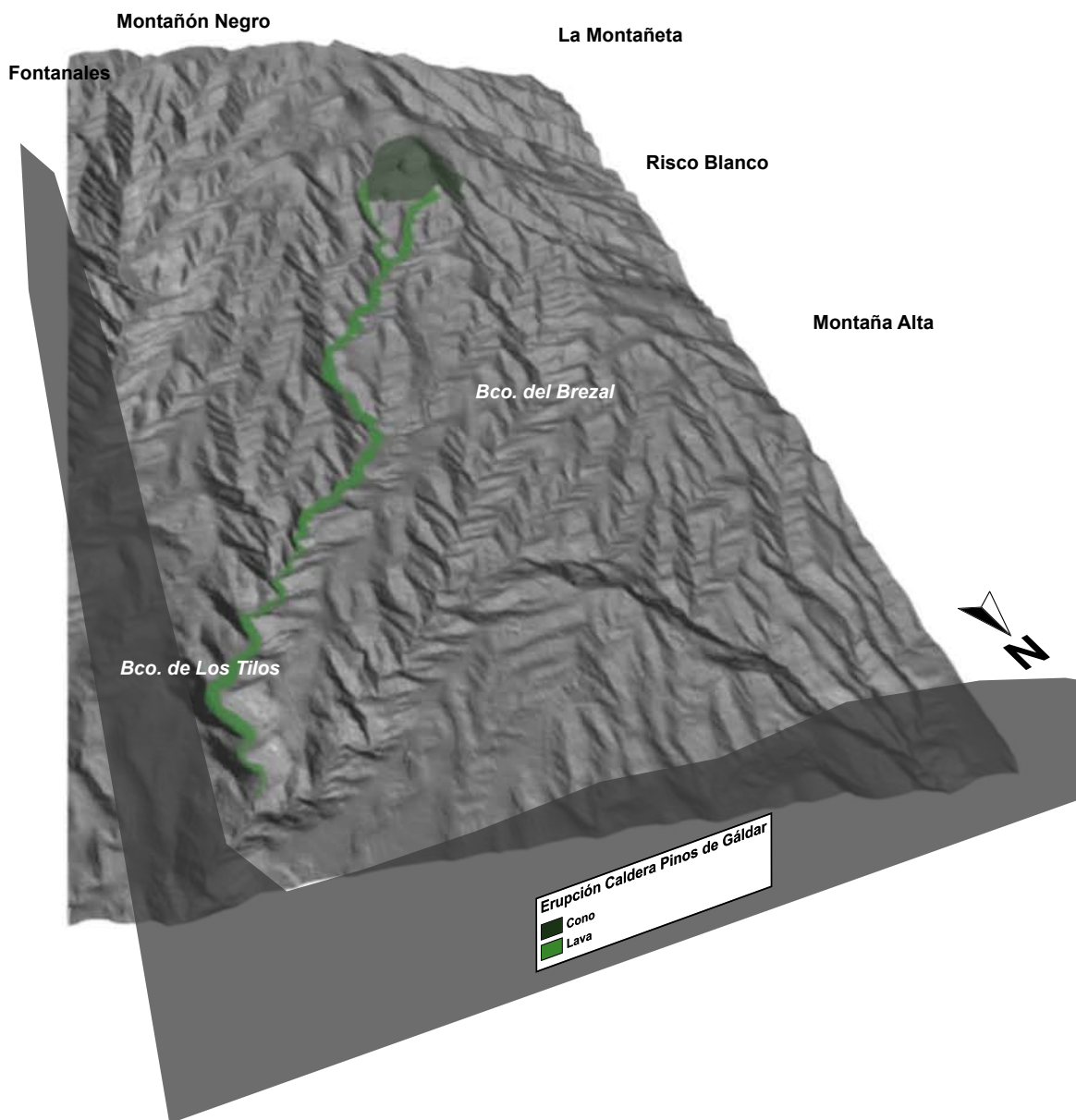


Figura 5.64: Vista en 3D desde el NNE del relieve post-erupción de La Caldera de Pinos de Gáldar.

5.12. ERUPCIÓN DE JABALOBOS

El volcán de Jabalobos se desarrolla en una vaguada que limita al N con una divisoria conocida como el Lomo de San Pedro, en el Municipio de Agaete.

La erupción desarrolló un cono en herradura abierto hacia el O a favor de la pendiente, ligeramente desventrado por la erosión, simétrico, con el flanco E adosado a un escarpe vertical, lo que da lugar a la acumulación de materiales originando un talud de relleno entre el escarpe y el flanco del cono. Al emerger en la cabecera del Barranco de la Culata, tributario al Barranco de Agaete, se observa como su ubicación obstruyó el cauce previo, por lo que en la actualidad los efectos de la erosión hídrica para recuperar su cabecera previa inciden fuertemente en el flanco N, dejando al descubierto partes internas del edificio volcánico. La estructura interna del cono muestra una secuencia de capas de granulometría gruesa, principalmente escorias soldadas, emplastes y, en menor proporción, lapilli, así como también apilamientos de lavas delgadas, lo que da idea de una baja explosividad. El interior del cráter, al presentar poca profundidad, se ha rellenado de sorriba para el aprovechamiento agrícola. Por la morfología que presenta el cono, así como por los materiales que lo forman, se tipifica como un volcán de tipo estromboliano (Fig. 5.65).

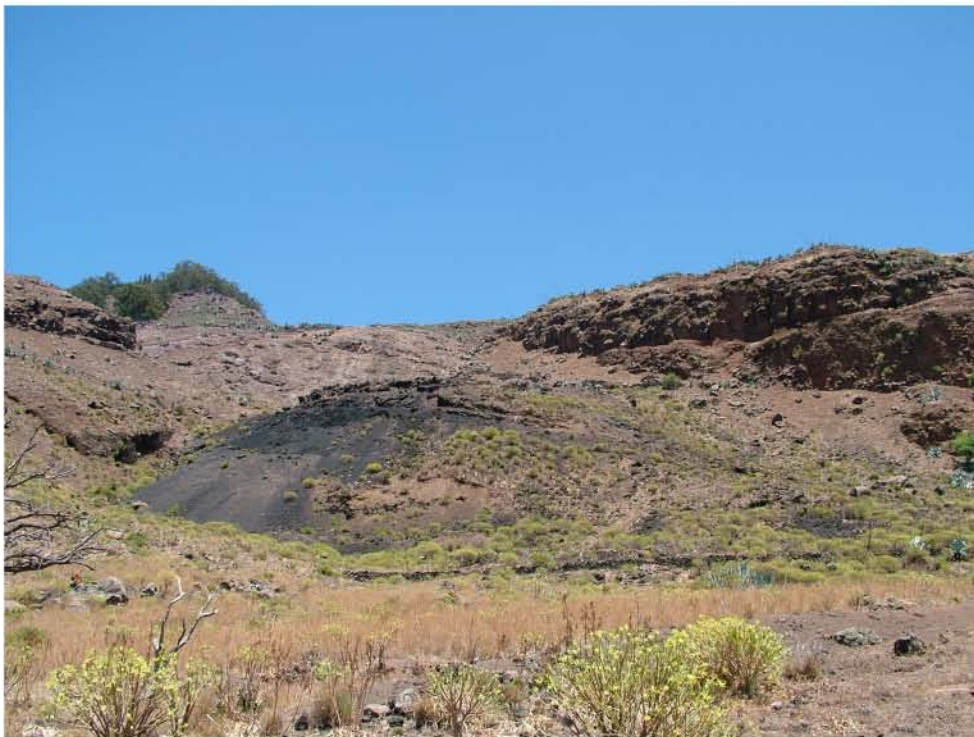


Figura 5.65: Vista general del cono de Jabalobos desde el flanco SO. La línea discontinua delimita el contorno del edificio correspondiente al flanco N del edificio, donde se observa los efectos de la erosión hídrica haciendo desaparecer parte del cono.

La emisión de lavas ocurre directamente desde el interior del cráter, a favor de la pendiente del cono y formando estructuras en levées. Seguidamente se expande en abanico cubriendo la planicie, generando una superficie escoriácea, tipo a'a', con estructuras lobulares bien soldadas e irregularidades originados por la formación de microtubos de lavas. Antes de encauzar por el Barranco la Culata, la colada cae en cascada por un escarpe vertical ocasionando que la misma se divida en varios brazos, acumulándose sobre depósitos coluviales sin apenas desestructurarse, siendo muy continua, posiblemente debido a una alta viscosidad de la colada. Ya en el barranco, la lava presenta una estructura en bolas en superficie y disyunción prismática en el interior del flujo. Así mismo se observa como la inclinación de las paredes de la acumulación de varias lenguas se inclinan hacia el interior del canal de flujo. La poca potencia que adquiere el flujo facilita que la erosión hídrica incida directamente tanto en los bordes de colada como en el centro del canal de lava, dejando al descubierto el sustrato compuesto principalmente de material aluvial y depósitos de ladera (Fig. 5.66). El frente de colada se localiza en el Barranco de Agaete donde se coloca sobre la lava que viene desde el Cono de Fagajesto.



Figura 5.66: Vista general del flujo de lava delimitado con línea discontinua el contacto de lava con el sustrato. Obsérvese como el barranco actual ha dividido el flujo formando pequeñas terrazas a ambos lados del cauce.

Apenas existen piroclastos de caída ya que se trata de una erupción muy efusiva, aunque se observan fragmentos de bombas volcánicas cercanos a la boca eruptiva.

Las figuras 5.67 y 5.68 representan, la cartografía geológica de esta erupción, en visión 3D y en planta, respectivamente.

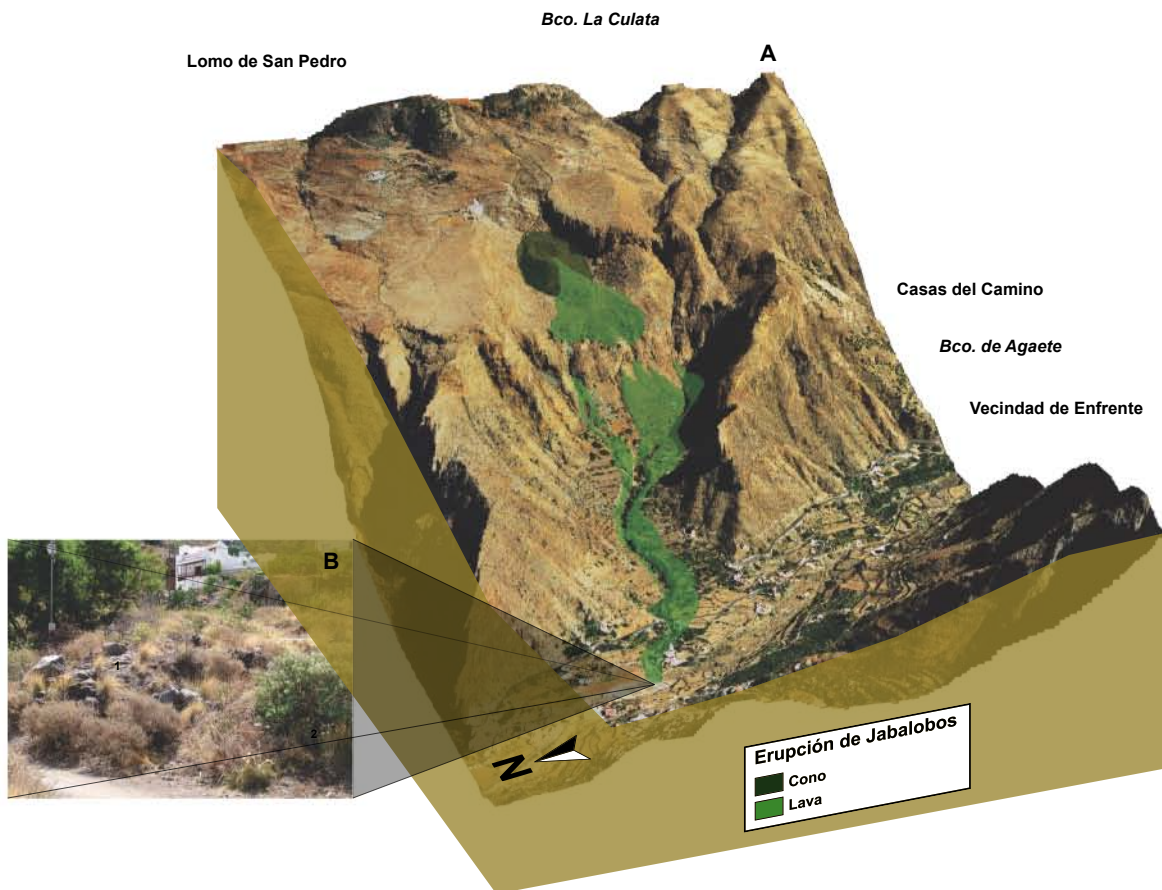


Figura 5.67: A) Vista en 3D desde el NO de la erupción de Jabalobos. B) Foto mostrando la relación estratigráfica de la lava de la erupción de Jabalobos (1) sobre la colada de la erupción del cono de Fagajesto (2).

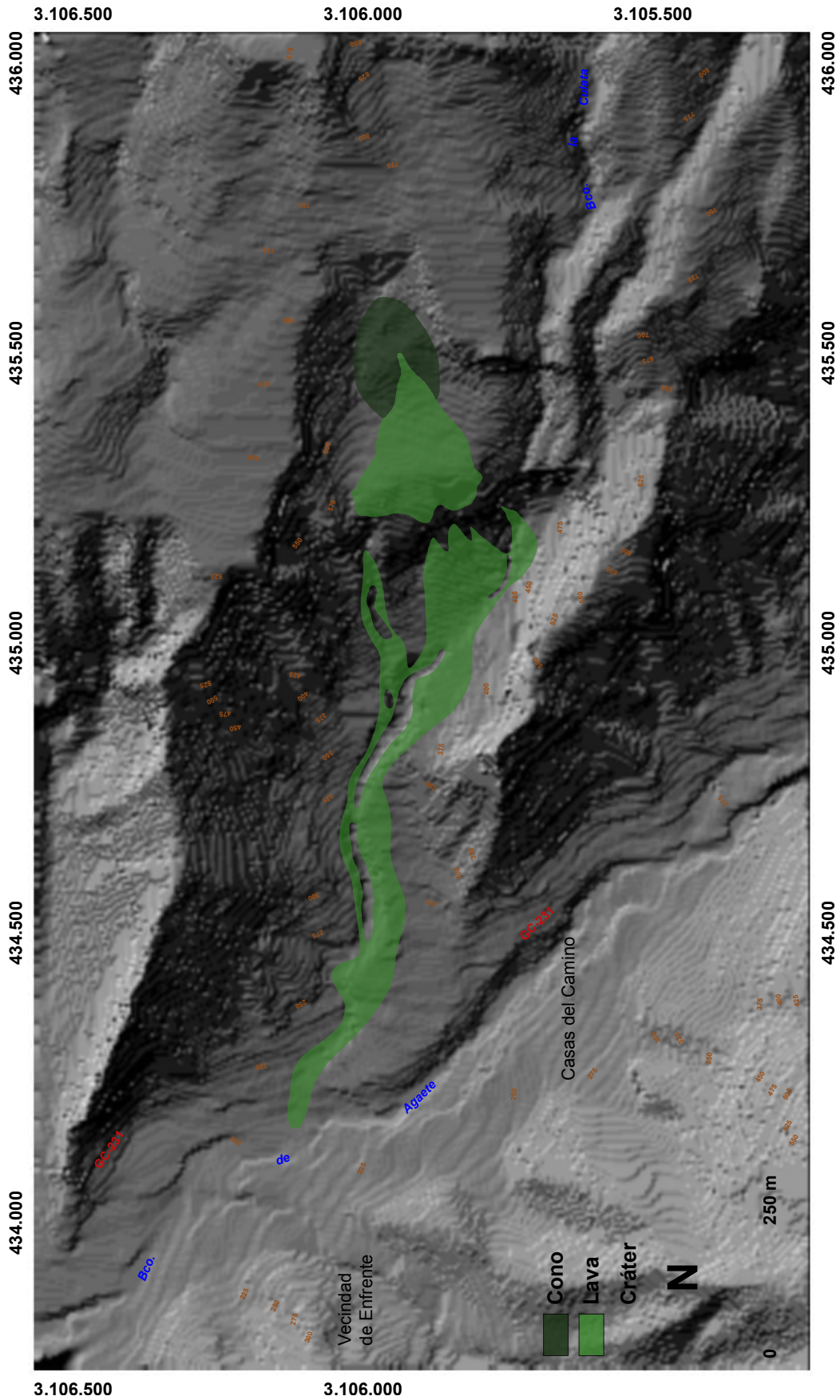


Figura 5.68: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de Jabalobos.

La morfología previa a la erupción de Jabalobos (Fig. 5.69) presenta una divisoria de fuertes pendientes y barrancos principales con fondo plano, en forma de U en la mayoría de sus tramos. Los escarpes que circundan la vaguada son muy parecidos a los actuales.

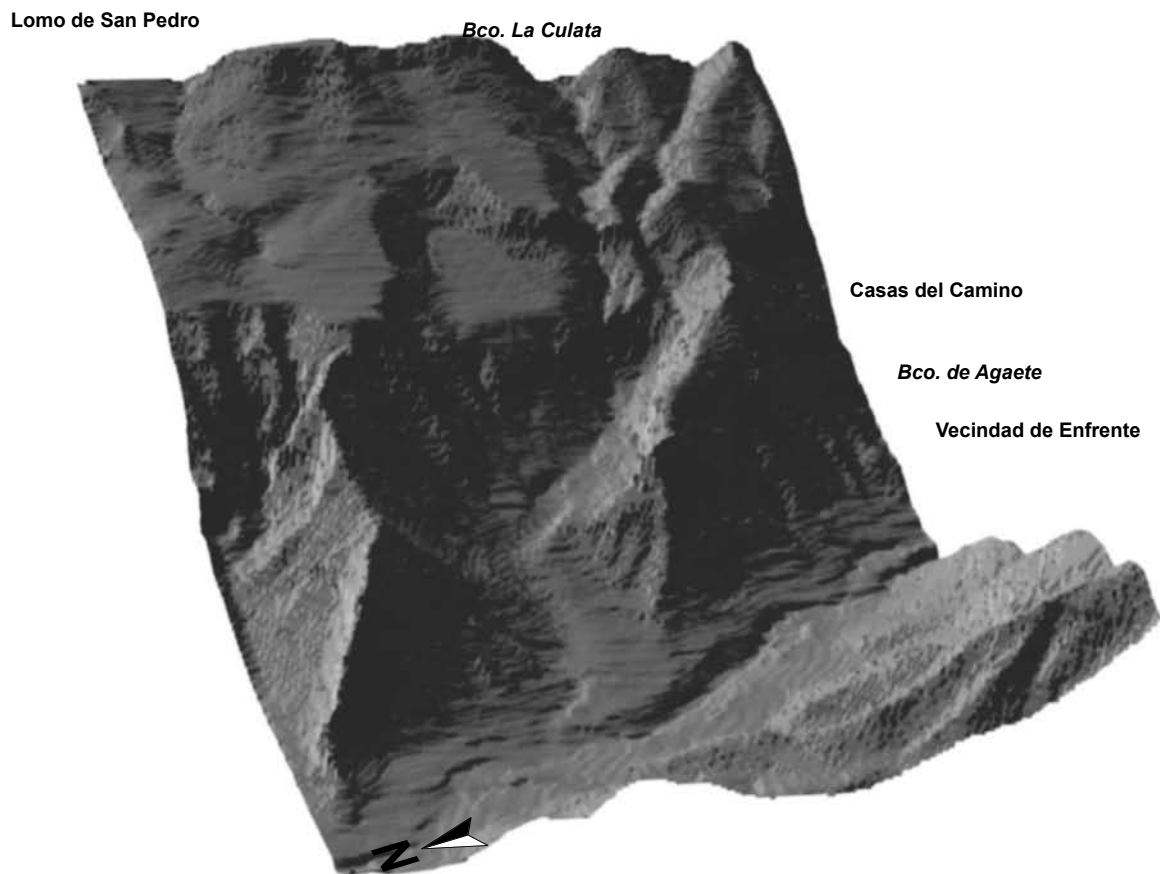


Figura 5.69: Vista en 3D desde el NO del relieve pre-erupción de Jabalobos.

El relieve inmediatamente posterior a la erupción (Fig. 5.70), muestra parte del edificio obstruyendo un tramo del barranco. En cambio las lavas, al fluir por la planicie y caer luego en cascada apenas modifican ese relieve. Posteriormente, cuando se encauza por el Barranco de la Culata inunda completamente su cauce, hasta el frente de colada que se localiza en la intersección con el Barranco de Agaete.

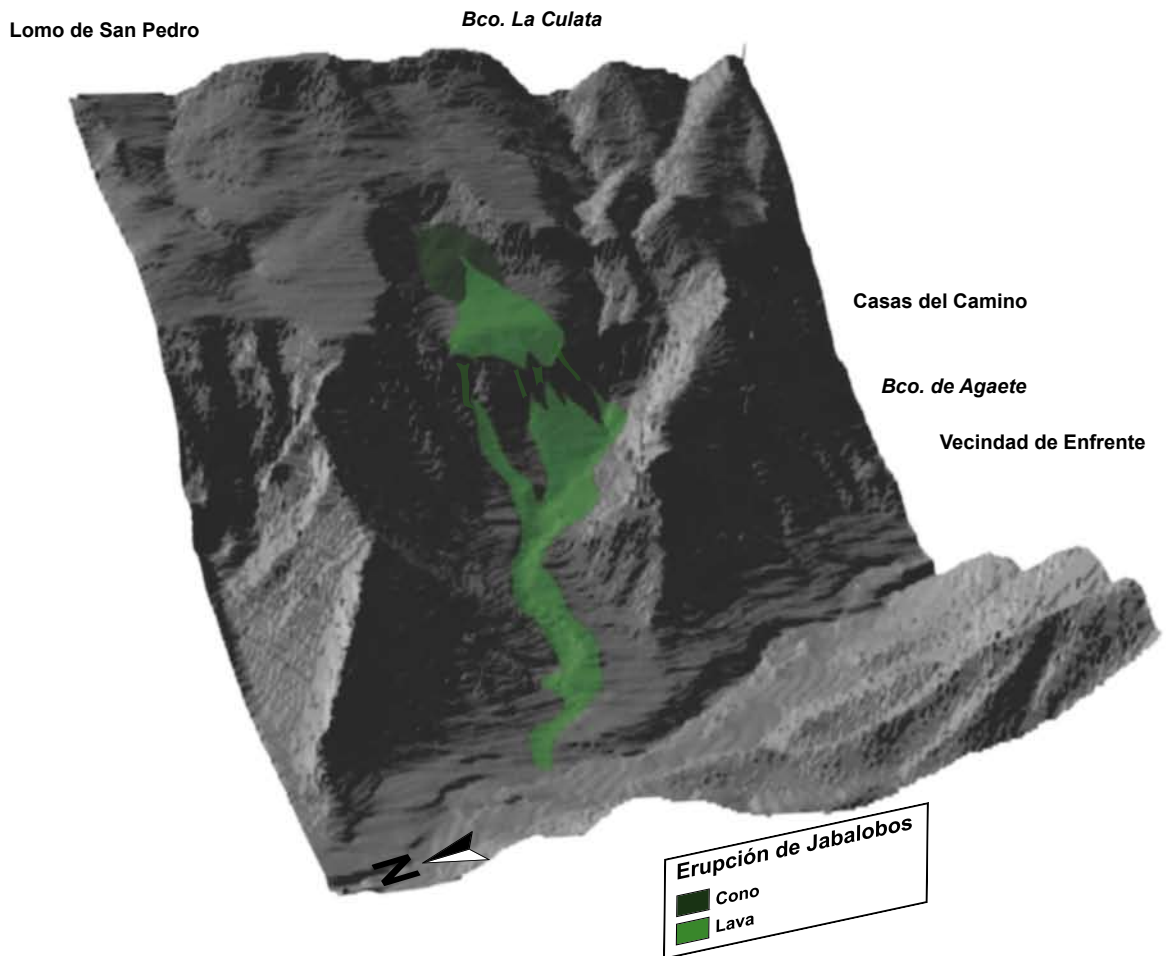


Figura 5.70: Vista en 3D desde el NO del relieve post-erupción de Jabalobos.

5.13. ERUPCIÓN DE BERRAZALES

El edificio volcánico de la erupción de Berrazales se desarrolla adosado a un escarpe conocido como El Laderón, dejando hacia el Norte El Piquillo y Los Quemados y al Sur el Lomo del Trigo (Municipio de Agaete),

La erupción generó un cono con una morfología poco definida debido a las fuertes pendientes de la zona, lo que lo expuso a numerosos procesos de caída y deslizamientos de sus flancos (Fig. 5.71). Igualmente, el cráter que presenta está poco definido, abierto hacia el Oeste, asimétrico, muy desventrado por los efectos erosivos y por el drenaje del flujo de lava desde su interior. La estructura interna del cono muestra unos estratos muy groseros formados por escorias y emplastes lávicos, como también niveles de piroclastos intercalados con inclinaciones a favor de la pendiente. En estos niveles se localizan líticos del sustrato, asociados a los efectos de interacción agua/magma presente durante la erupción. Se trata, por tanto, de un volcán de tipo estromboliano pero en el que tuvo lugar episodios esporádicos de carácter más explosivo, freatomagmáticos.



Figura 5.71: Vista general del flanco Sur del edificio volcánico. El contacto con el sustrato (línea discontinua) muestra las fuertes pendientes de la zona, por lo que los deslizamientos del propio edificio están muy activos tanto hacia el interior del cráter como en el borde más distal del cono (flechas negras).

Las lavas que emergen desde el interior del cráter fluyen encauzadas por el barranco tributario conocido como Los Ríos de pendientes muy fuertes, adquiriendo morfologías de canal (levées) fruto de los colapsos de los tubos que se forman a lo largo del recorrido, con superficies escoriáceas. La estructura general de la colada presenta una disyunción prismática, con alternancia en bolos, por lo que en el interior de la colada se observa efectos de alteración en cáscara de cebolla, así como estructuras debido a procesos de interacción agua-magma. El último tramo de la colada discurre por el Barranco de Agaete, de fondo plano, donde forma una terraza lávica, colapsando una sección del frente de lava dejando al descubierto un flujo de lava que discurría en el interior del tubo aislado térmicamente del exterior (Fig. 5.72). La erosión principalmente actúa en la intersección de los barrancos, erosionando por ambos lados del flujo, quedando colgada respecto al fondo del cauce, por lo que el borde de lava afectado por el Barranco de Agaete deja al descubierto el contacto con la colada del cono de Fagajesto. Sin embargo, debido a la morfología que adquiere la colada, obliga al barranco actual a canalizarse en su interior, por lo que la erosión hídrica es escasa en sus bordes y apenas aflora el sustrato a lo largo de todo su recorrido.



Figura 5.72: Vista general del frente de colada inundando el Barranco de Agaete, formando una terraza lávica (1). En este frente, se observa el contacto con la lava de Fagajesto que se sitúa debajo (2). Se observa además, como parte de la estructura interna de la lava ha colapsado, formado una terraza aluvial (3).

Apenas se aprecian piroclastos de dispersión horizontal ya que la mayoría de estos depósitos se incorporan en la construcción de la estructura del propio edificio.

Las figuras 5.73 y 5.74 presentan una visión aérea en perspectiva 3D y un mapa detallado, respectivamente, de las unidades volcánicas que forman esta erupción de Berrazales.

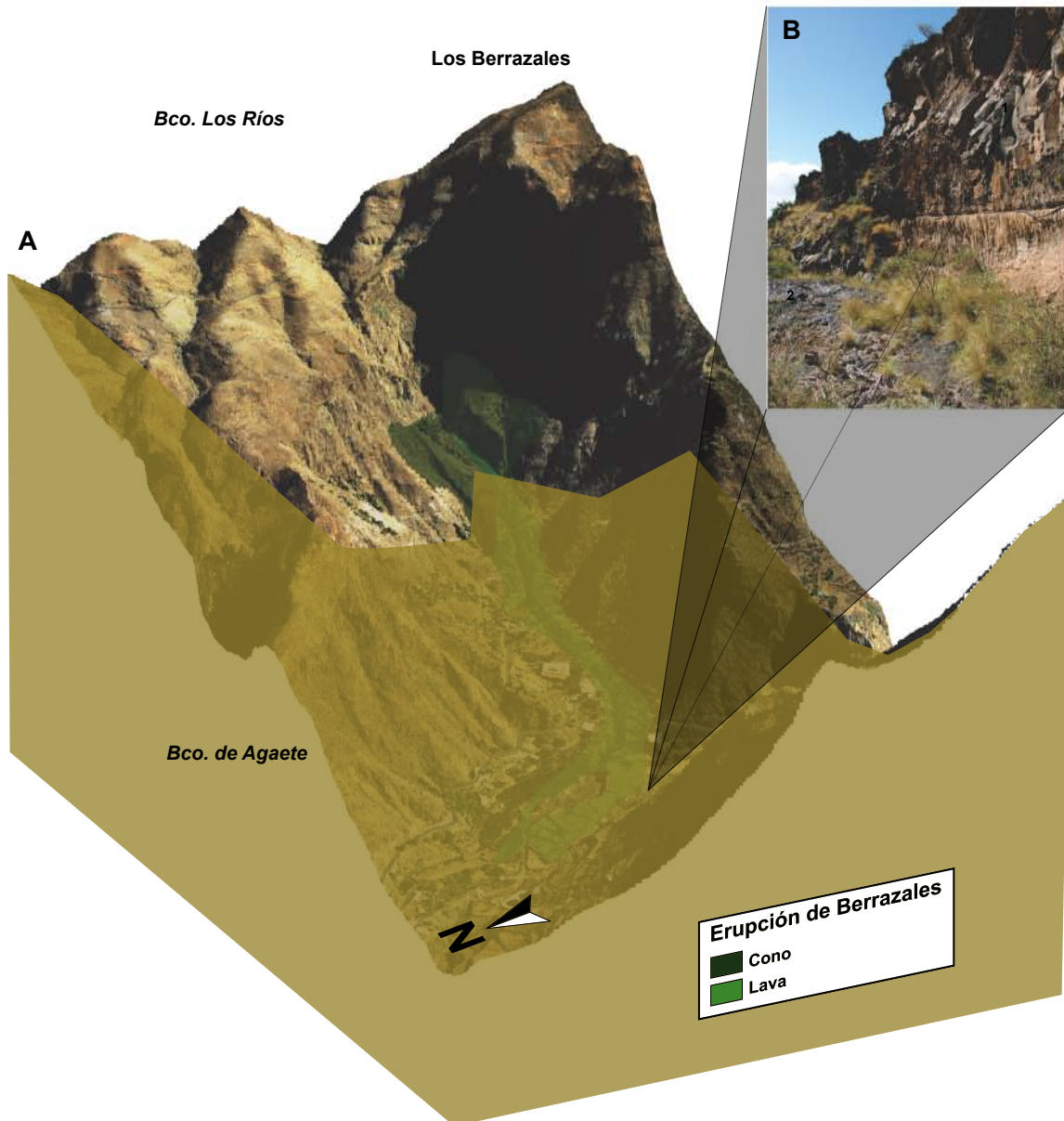


Figura 5.73: A) Vista en 3D desde el NO de la erupción de Berrazales. B) Foto mostrando el contacto de la lava de Berrazales (1) sobre la colada de la erupción del cono de Fagajesto (2).

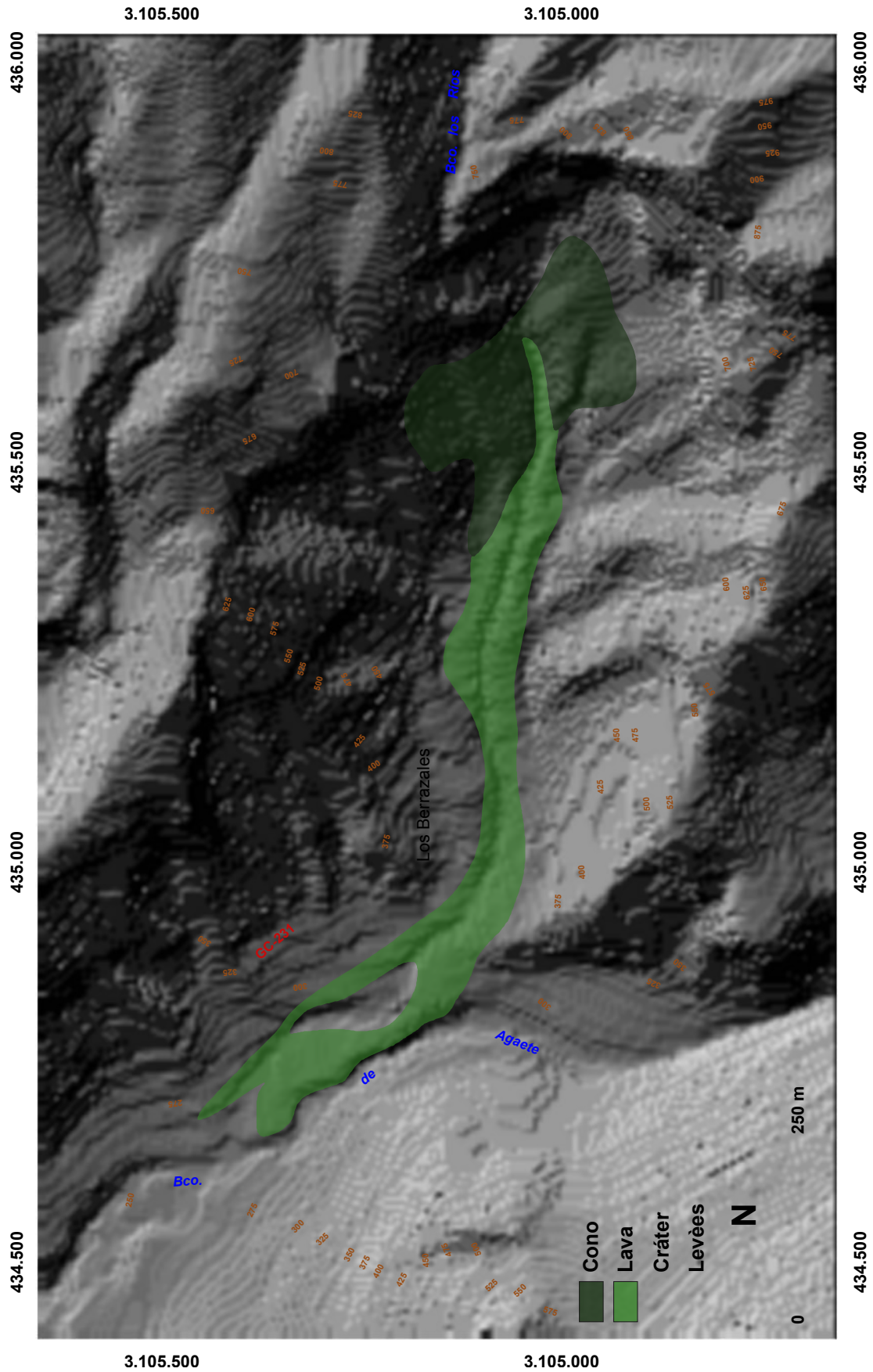


Figura 5.74: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de Berrazales.

Cuando se reconstruye la morfología previa a la erupción de Berrazales (Fig. 5.75) se pone de manifiesto una divisoria de pendientes escarpadas y diseccionada por barranqueras no muy diferente a la actual. De ella parte el barranco de Los Ríos, profundo aunque con fondo plano que termina abriéndose en la intersección con el Barranco de Agaete.

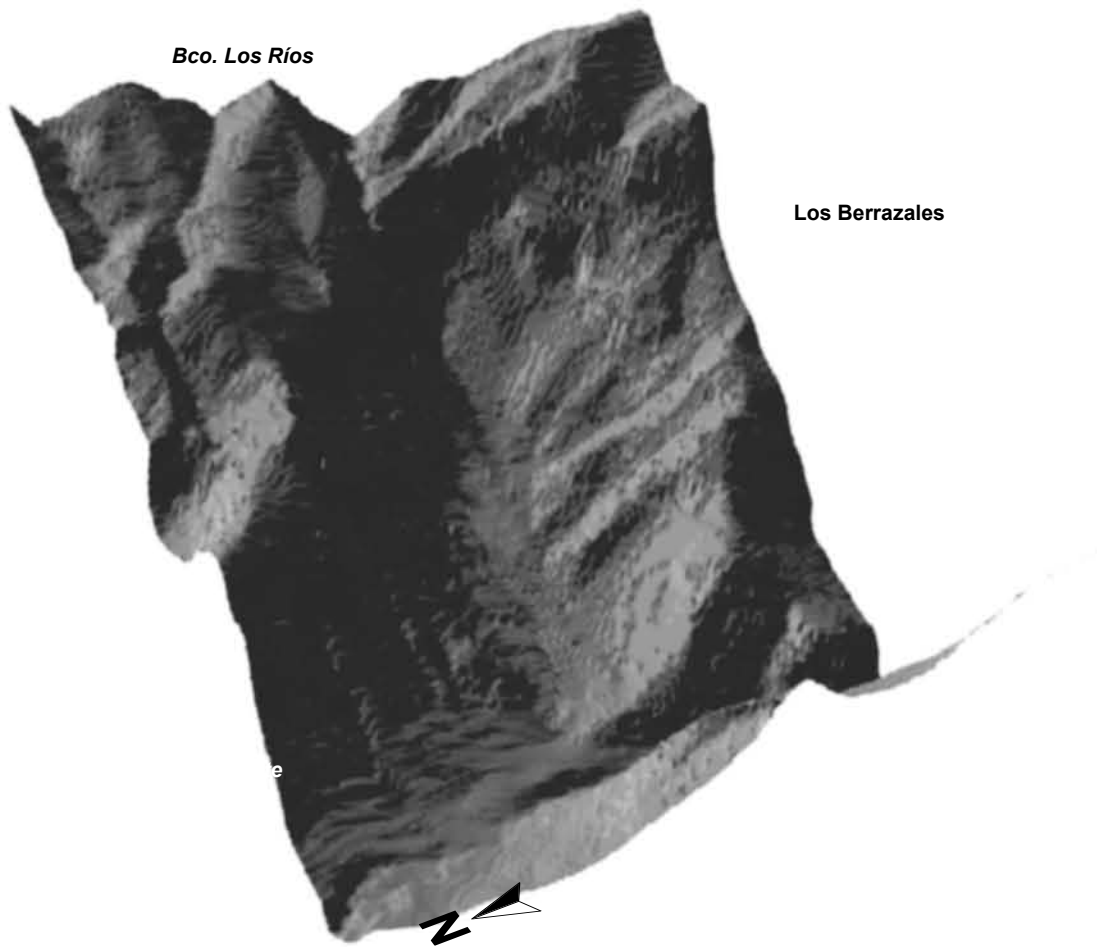


Figura 5.75: Vista en 3D desde el NO del relieve pre-erupción de Berrazales.

En cuanto a la morfología que presenta después de la erupción (Fig. 5.76), se observa que parte del edificio adosado al escarpe obstruye la cabecera del barranco, lo que unido a las fuertes pendientes va a hacer que gran parte del edificio pierda inestabilidad y se originen deslizamientos en la mayor parte de su estructura, sobre todo en la parte central, por donde emerge la colada.

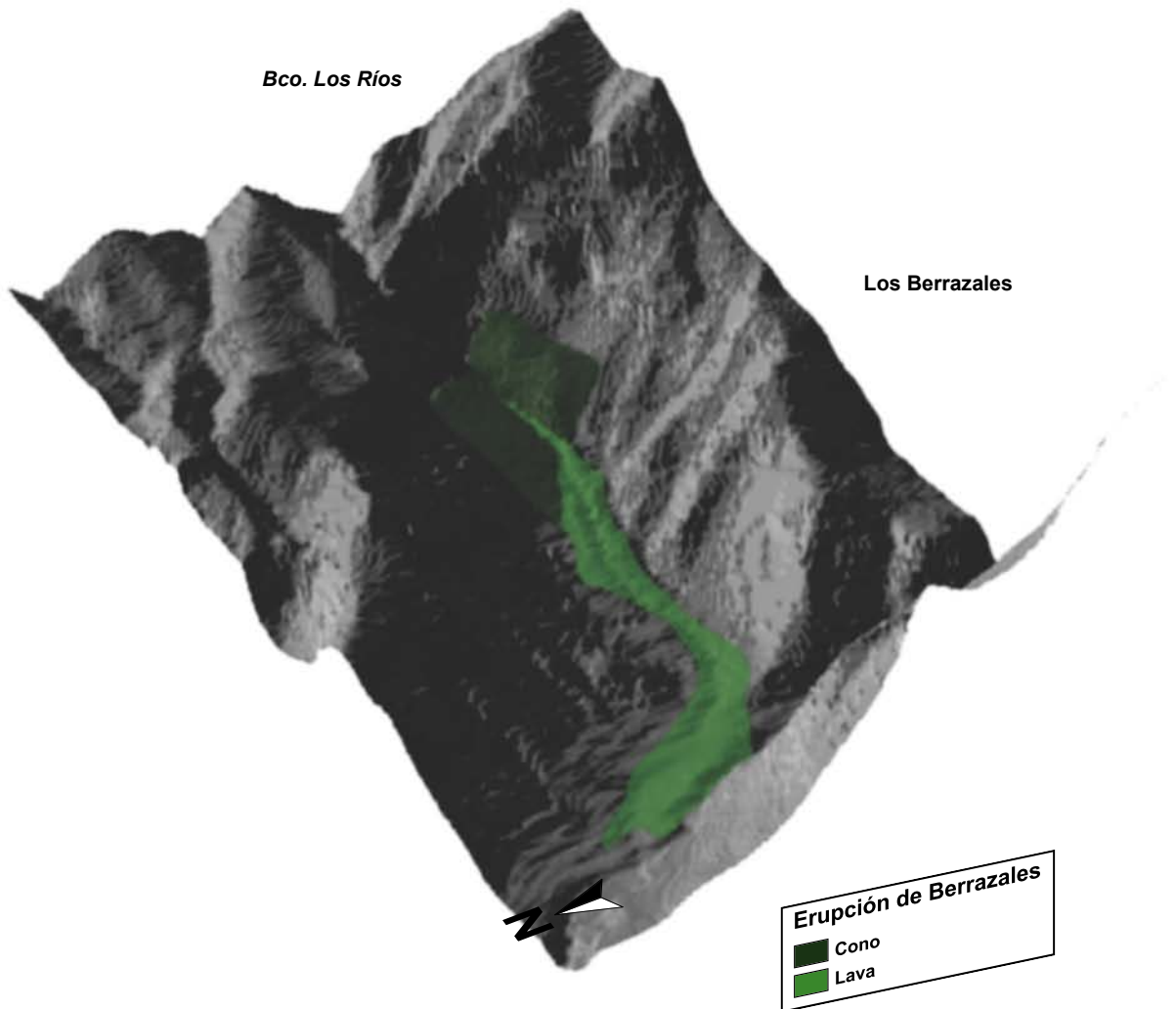


Figura 5.76: Vista en 3D desde el NO del relieve post-erupción de Berrazales.

5.14. ERUPCIÓN DE MONTAÑA PELADA

El edificio volcánico de la erupción de Montaña Pelada se localiza en la divisoria conocida como el Lomo Blanco, dejando al Norte el Barranco de Las Goteras y Monte Quemado y al sur Hoya de la Caldereta (Municipio de Telde).

El edificio volcánico se constituye mediante dos conos adosados de gran envergadura (Fig. 5.77), con un cráter abierto en herradura hacia el NNO, y otro cráter, más abierto en forma de arco, hacia el SSE. La estructura interna del edificio está formado en su totalidad por niveles de piroclastos de tamaño lapilli y, en menor proporción, bombas intercaladas y emplastes escoriáceos muy vesiculados que se inclinan hacia el interior del edificio. Por este motivo, actualmente se encuentra en activo una cantera de extracción de áridos localizada en el flanco SE. Por la morfología que presenta, se trata de una erupción freato-estromboliana, en el cual la interacción agua-magma tuvo un papel protagonista.



Figura 5.77: Vista general del flanco Norte del edificio de Montaña Pelada. Se observa desventrado el edificio en la parte central respecto al flanco situado en segundo plano de esta imagen.

A pesar de existir una cantera en explotación, la cual deja al descubierto un sector del edificio, no se observa claramente que emitiera una colada de lava, únicamente se observan lentejones de lava intercalados en los niveles de piroclastos. Esta erupción presenta unos piroclastos de dispersión horizontal que cubren grandes extensiones hacia el E, incluso llegando hasta el mar. Asimismo, se generan depósitos de flujos piroclásticos de color ocre a negro, que actúan como nivel guía en este sector de la isla (Fig. 5.78). Ninguno de estos niveles presentan laminaciones en el interior, por lo que parecen comportarse como flujos masivos (coladas piroclásticas).



Figura 5.78: Depósitos de flujos piroclásticos (1) de la erupción de Montaña Pelada que actúan como nivel guía para relacionar estratigráficamente con otros centros volcánicos holocenos que emergen en esta área, en la foto una sección del cono de la erupción de Montaña del Gallego (2).

El control estratigráfico para esta erupción se localiza en varias zonas. Por un lado, se observan niveles de *surges* de la erupción de Bandama sobre el flanco NE del edificio, inclinado a favor de la pendiente. Por otro lado, el nivel de color ocre de flujo piroclástico se localiza bajo otras erupciones holocenas que emergen en esa zona, como Montaña Rajada, Montaña del Gallego, Cuesta de Las Gallinas y Montaña Megra de Jinámar.

Las figuras 5.79 y 5.80 muestran la cartografía de las diferentes unidades volcánicas que componen esta erupción de Montaña Pelada, presentado en forma de bloque 3D o como mapa.

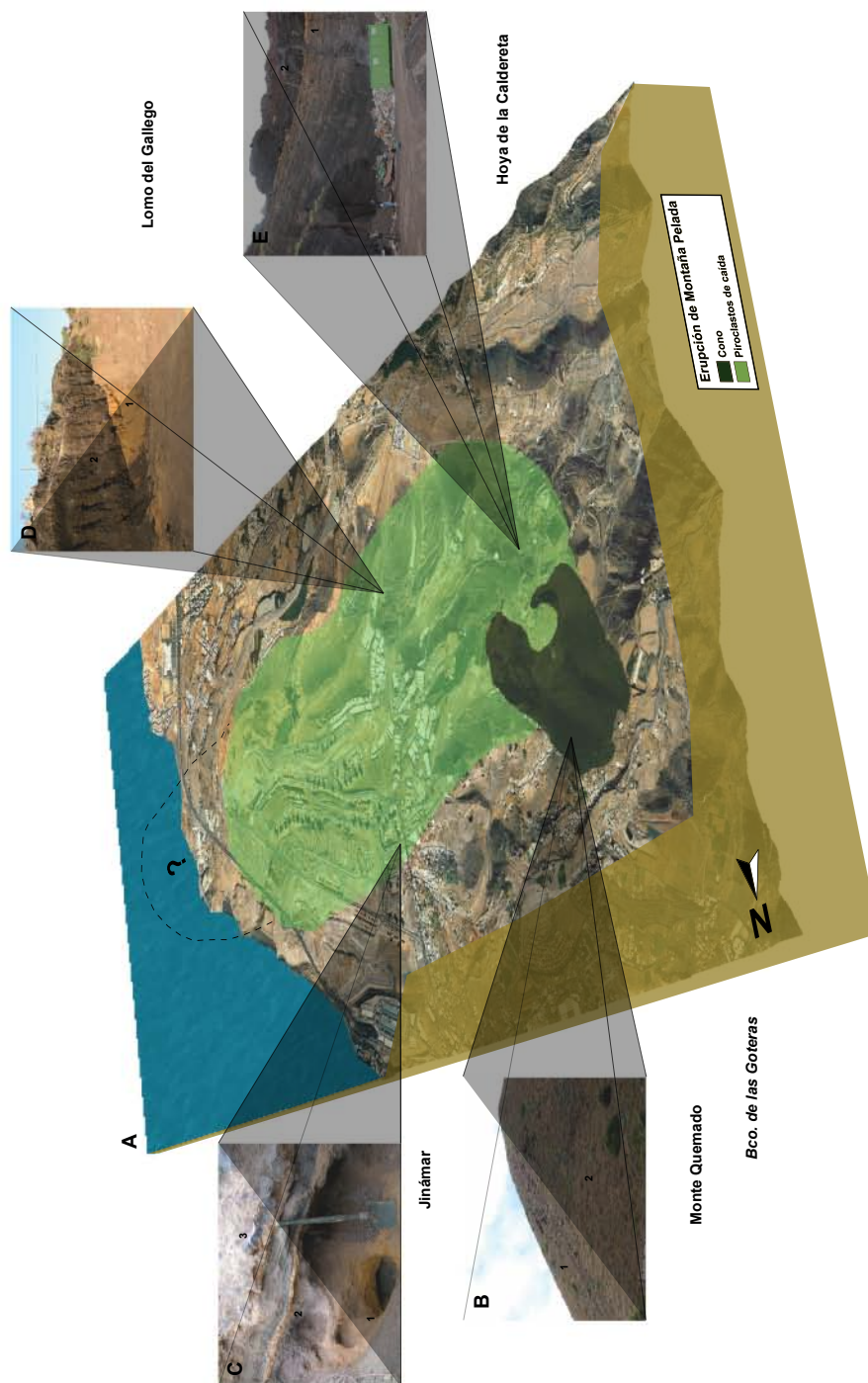


Figura 5.79: A) Vista en 3D desde el NO de la erupción de Montaña Pelada. B) Foto general mostrando el contacto de los depósitos de *surges* de la erupción de Bandama (1) sobre el flanco del edificio (2). C) Foto de detalle mostrando la relación estratigráfica de los depósitos piroclásticos de Montaña Pelada (1) bajo los piroclastos de dispersión de la erupción de Montaña Negra de Jinámar (2) y la colada de la erupción de Cuesta de Las Gallinas (3). D) Foto general mostrando el contacto de los depósitos piroclásticos de la erupción de Montaña Pelada (1) bajo el edificio de la erupción Montaña del Gallego. E) Foto general mostrando el contacto de los depósitos piroclásticos de la erupción de Montaña Pelada (1) bajo el edificio de la erupción de Sima de Jinámar (2).

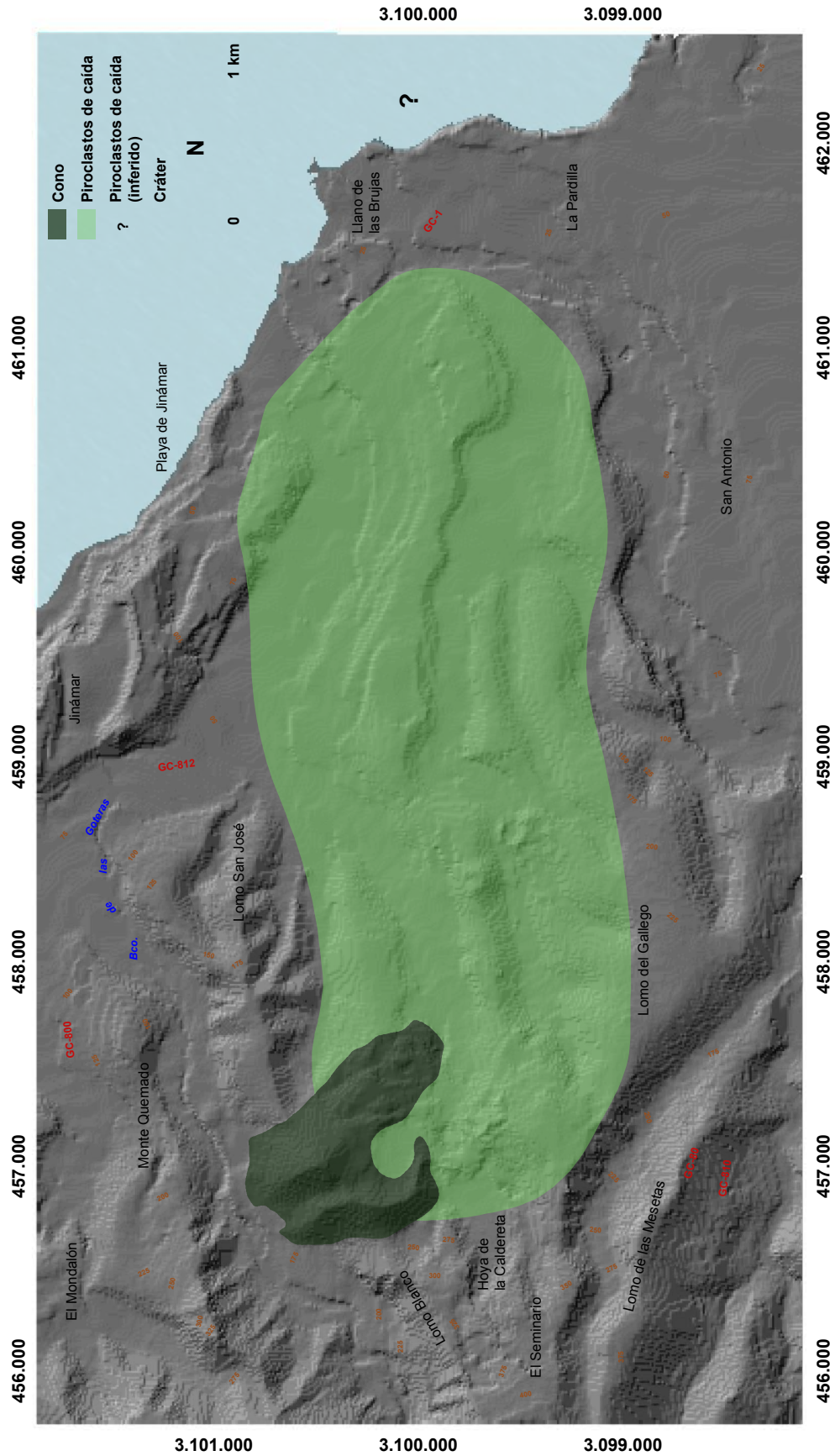


Figura 5.80: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de Montaña Pelada.

La morfología general previa a la erupción de Montaña Pelada (Fig. 5.81) se presenta muy distinta a la actual, caracterizada por un relieve de pendientes muy suaves, con un barranco de Las Goteras fluyendo hacia el Norte formando un valle en artesa y de fondo plano.

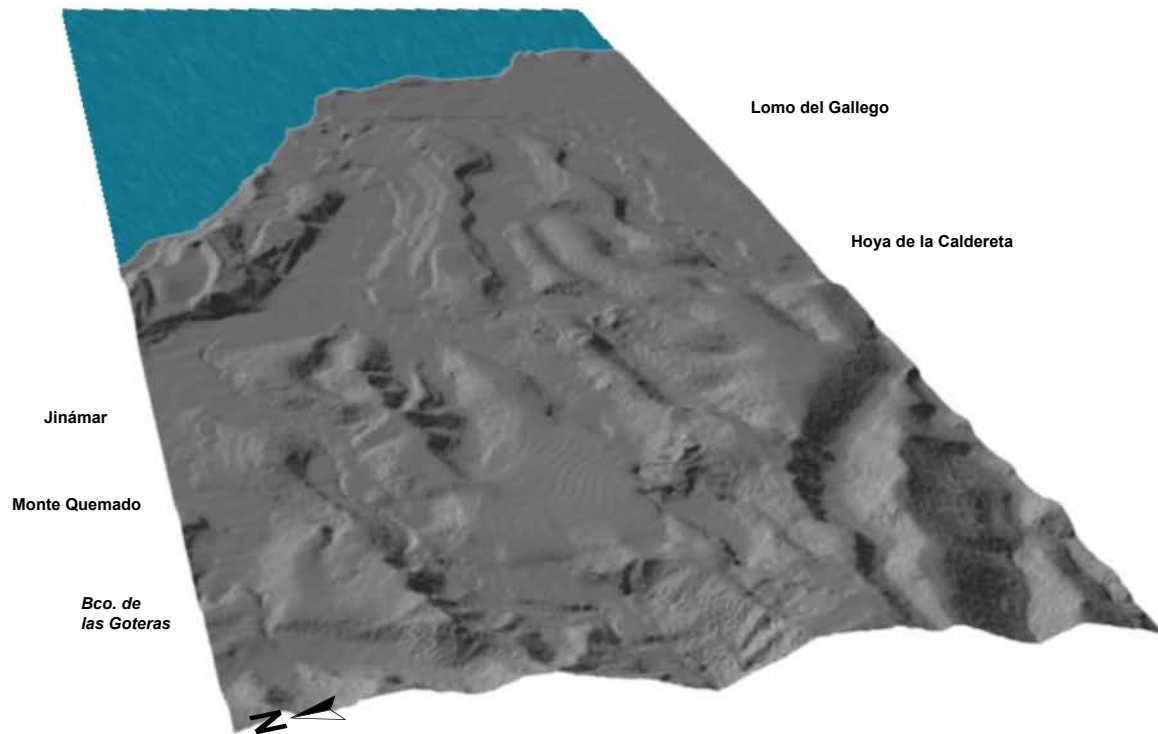


Figura 5.81: Vista en 3D desde el NO del relieve pre-erupción de Montaña Pelada.

La erupción genera cambios importantes en el área donde surge el cono, pero el resto del relieve permanece muy parecido (Fig. 5.82). Exceptuando los efectos antropogénicos que están originando la cantera de extracción de áridos, el relieve resultante tampoco es muy diferente del actual.

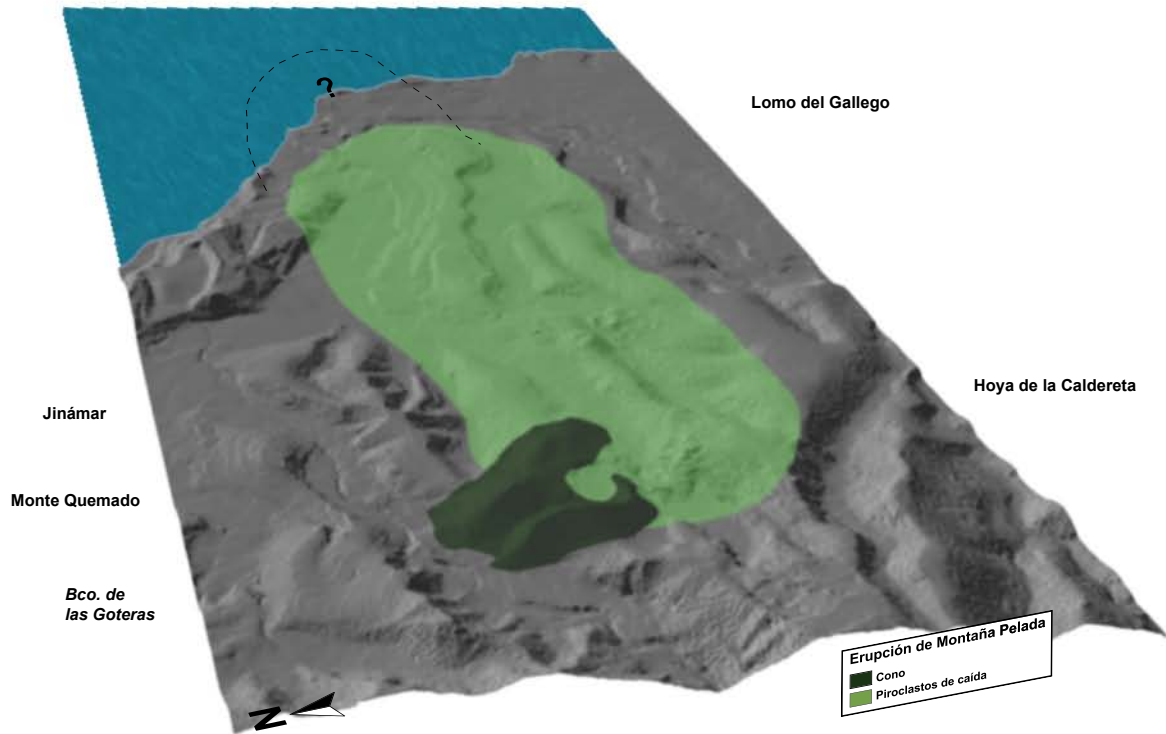


Figura 5.82: Vista en 3D desde el NO del relieve post-erupción de Montaña Pelada.

5.15. ERUPCIÓN DE MONTAÑA PELADA II

El edificio volcánico de la erupción de Montaña Pelada II se localiza en el Barranco de Las Goteras, al Norte del anterior edificio descrito de Montaña Pelada (Municipio de Telde).

Sobre el flanco NE de Montaña Pelada, en la vertiente derecha aguas abajo del barranco de Las Goteras, permanece aún en pie los restos del cono volcánico que ha sido desmantelado en su mayoría por la acción erosiva de las aguas de este barranco (Fig 5.83). Constituido principalmente por escorias gruesas y muy vesiculadas, inclinándose los estratos hacia Montaña Pelada, lo que da idea de una baja explosividad. Debido al estado de degradación del edificio, no ha podido determinarse la dirección y apertura del cráter y, por tanto, la reconstrucción del mismo. En cualquier caso, el tamaño grueso de los depósitos piroclásticos y el escaso desarrollo del cono da idea de una baja explosividad, muy diferente al mecanismo eruptivo del volcán de Montaña Pelada sobre el que se apoya.



Figura 5.83: Vista en detalle de una sección del cono de Montaña Pelada II, donde se muestran los planos de inclinación de la estructura del cono (1) apoyándose sobre el flanco N del cono de la erupción de Montaña Pelada (2).

Las emisiones de lava se producen desde la base del cono, presentando en los primeros inicios de recorrido una potencia destacada y formando terrazas (Fig. 5.84). La estructural general de la lava es en bolos, con morfologías poco escoriácea tanto a techo como a muro de la colada, la cual discurre por un fondo

de barranco plano y de baja inclinación. Los efectos erosivos no se observan en la mayor parte de la colada, únicamente cuando incide ligeramente en sus bordes. A medida que avanza en su recorrido la colada de lava va disminuyendo en espesor hasta el frente.



Figura 5.84: Comienzo del flujo de lava donde presenta más potencia y formando terraza. Obsérvese los efectos atopogénicos sobre la colada.

No se han localizado piroclastos de dispersión horizontal asociados a esta erupción, probablemente debido a la ubicación del edificio a fondo de barranco (que podría haberlos erosionado fácilmente) y al mecanismo eruptivo muy efusivo.

Las relaciones estratigráficas de esta erupción de Montaña Pelada II con otras holocenas se observan en dos casos. Por un lado, como se ha indicado, este edificio se apoya sobre el flanco N del volcán de Montaña pelada, por lo que es más joven. Por otro, en varios tramos del recorrido de la colada de lava se observan sobre ella depósitos piroclásticos retrabajados y mezclados con otros de características aluviales provenientes de la erupción de la Caldera de Bandama.

Las figuras 5.85 y 5.86 representan la cartografía geológica en detalle de las unidades volcánicas que componen esta erupción de Montaña Pelada II, en forma de las unidades volcánicas que componen esta erupción de Montaña Pelada II, en forma de visión oblicua en bloque 3D e imagen en planta en mapa.

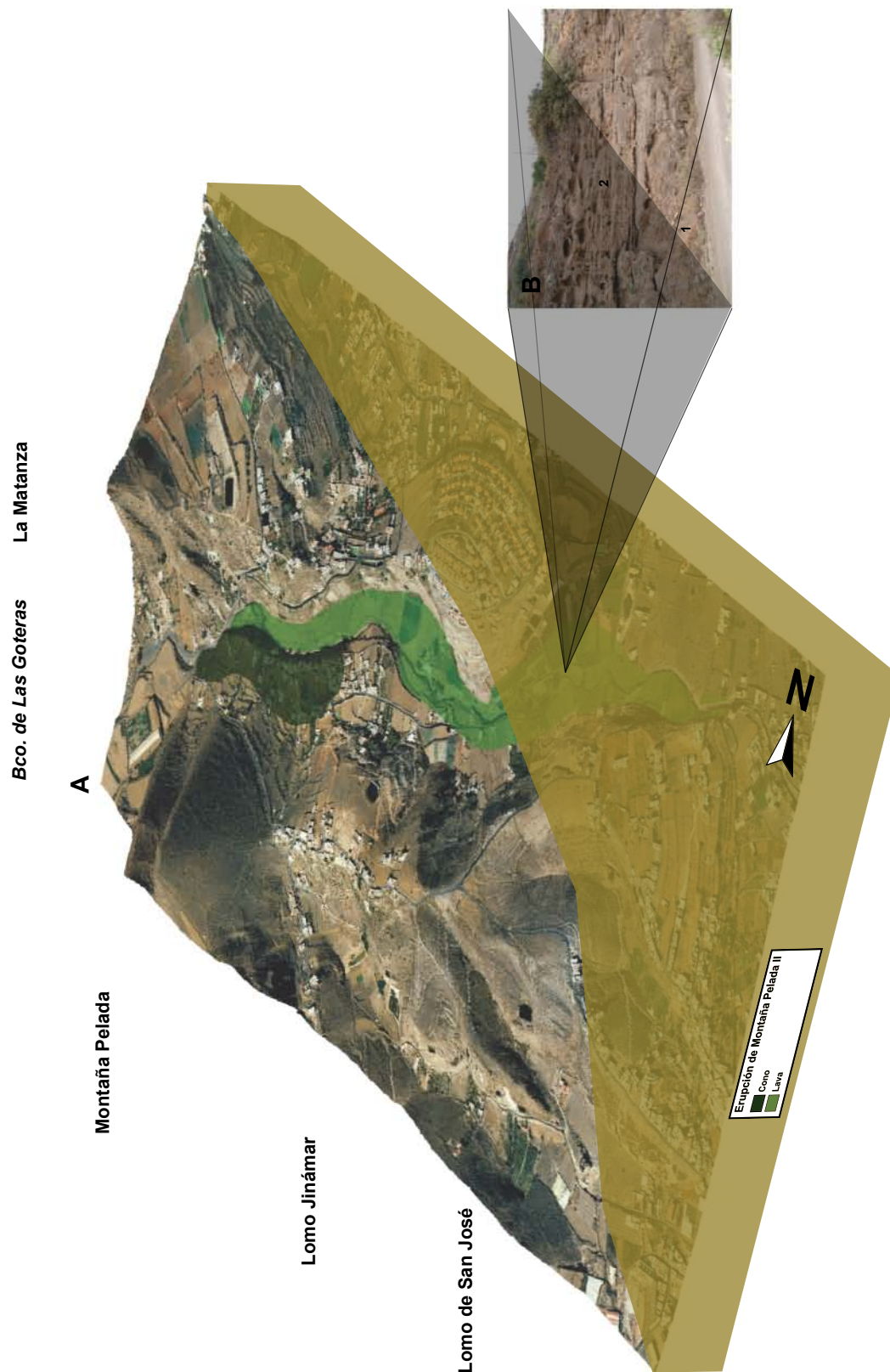


Figura 5.85: A) Vista en 3D desde el NE de la erupción de Montaña Pelada II. B) Foto general mostrando el contacto de la colada (1) con los depósitos de fondo de barranco de la erupción de Bandama (2).

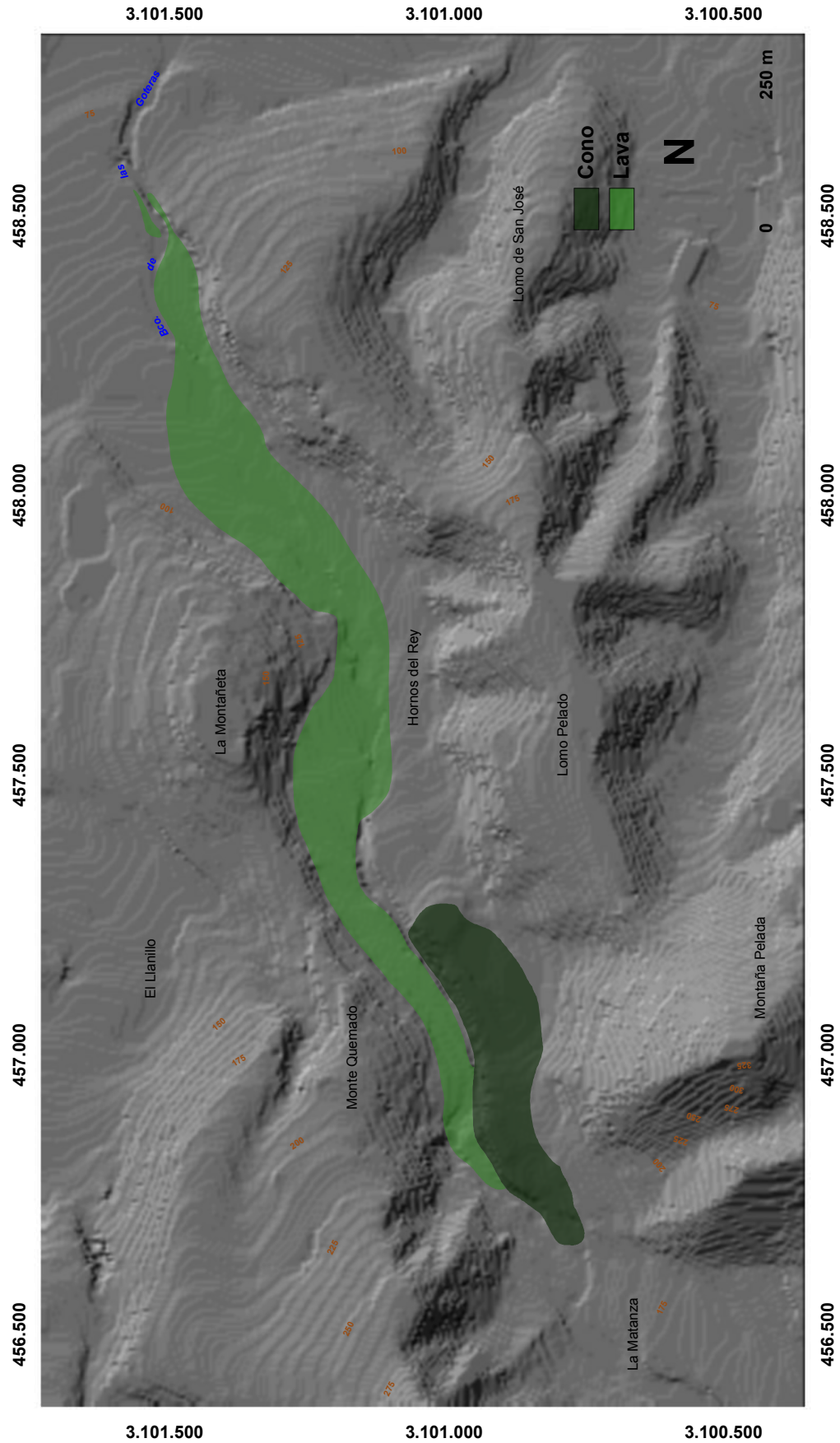


Figura 5.86: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de Montaña Pelada II.

La morfología general previa a la erupción de Montaña Pelada II (Fig. 5.87), presenta un relieve de pendientes suaves y con un barranco de fondo plano en el que tendría lugar una importante acumulación de depósitos aluviales.

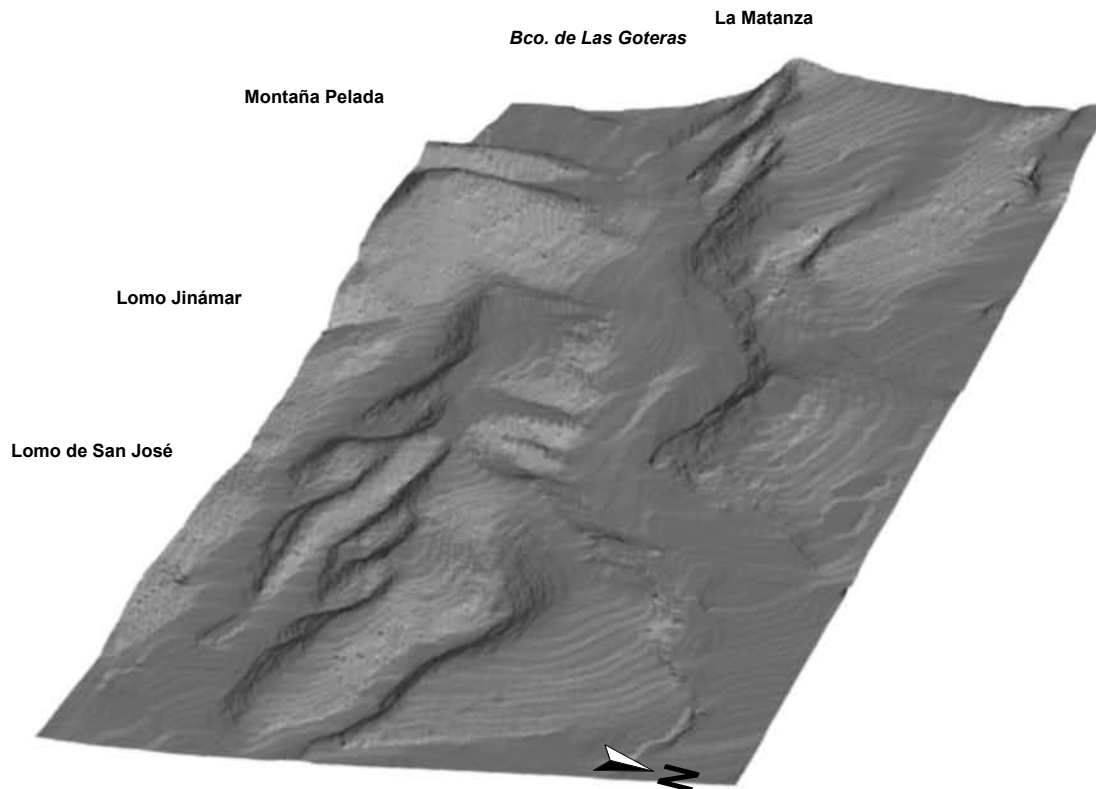


Figura 5.87: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción de Montaña Pelada II.

La morfología que presenta después de la erupción (Fig. 5.88), cambia sustancialmente la zona donde emerge la colada de lava, inundando todo el cauce. Hay que destacar que en esta figura no se tiene en cuenta la morfología actual que presentan los piroclastos retrabajados de fondo de barranco provenientes de la erupción de Bandama, formando terrazas de gran extensión y potencia, ya que esta morfología se originó muy posterior a esta erupción de Montaña Pelada II.

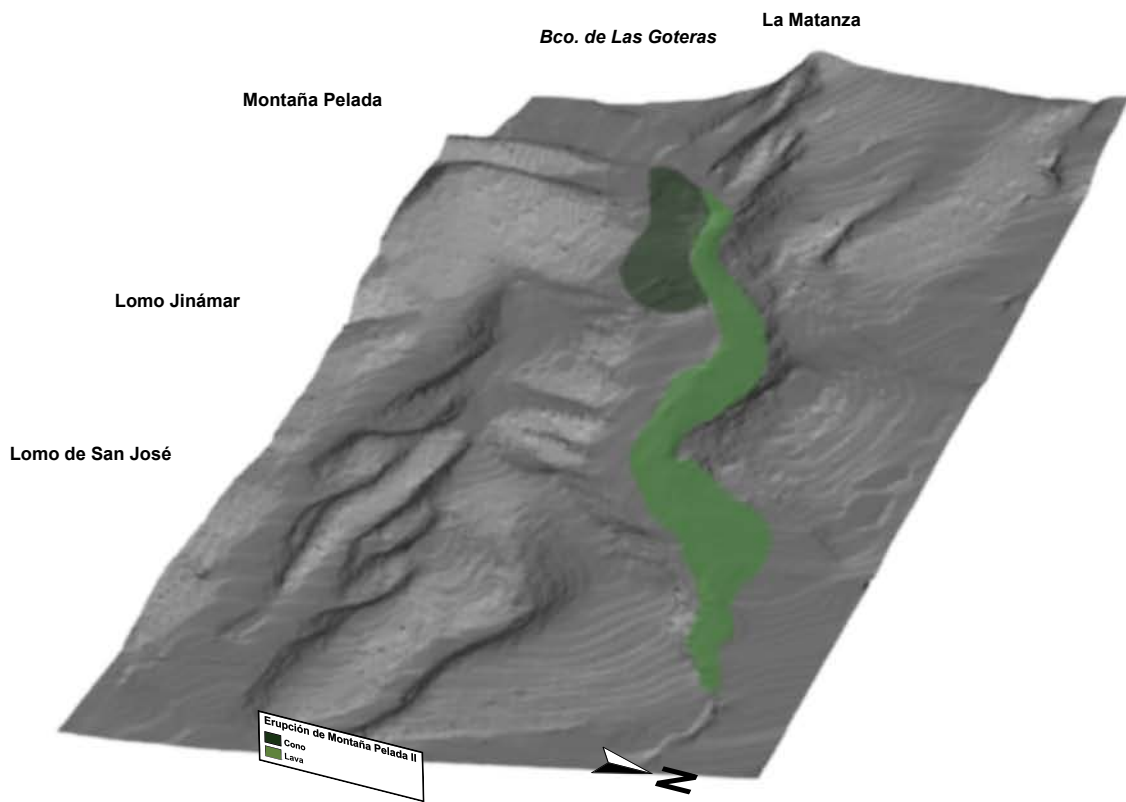


Figura 5.88: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción de Montaña Pelada II

5.16. ERUPCIÓN DE MONTAÑA NEGRA DE JINÁMAR

El edificio volcánico de la erupción de Montaña Negra de Jinámar se localiza en una divisoria cercana a la costa conocida como el Lomo del Conde, dejando al Este Playa Grande en el Valle de Jinámar y al Oeste los barrancos de Castillo y Las Goteras (Municipio de Telde).

El edificio volcánico comprende dos conos adosados de poca envergadura. El cono localizado más al Norte presenta un cráter sumital, simétrico (Fig. 5.89); en cambio, el otro cono localizado hacia el SE se encuentra actualmente desmantelado casi en su totalidad por la extracción de áridos, aunque gracias a la cartografía histórica se ha podido identificar un cráter abierto en herradura hacia el SO a favor de la pendiente. La estructura interna del edificio lo forman escorias poco cementadas entre sí, con alternancia de niveles de lapilli y, ocasionalmente, bombas volcánicas. En el interior del cráter se observan emplastes lávicos escoriáceos inclinando hacia el interior. Por la morfología que presenta, se trata de una erupción doble de tipo estromboliana con una fase terminal más efusiva.



Figura 5.89: Vista general desde el NO del cono localizado al N de la erupción de Montaña Negra de Jinámar. Este cono es el que ha sufrido menos los efectos antropogénicos.

Se observa un salidero de lava desde el cráter sumital del cono situado más al Norte, el cual está formado por varias lenguas alternando con escorias a techo y a muro de la lava. La colada discurre por el flanco del edificio, por lo que la fuerte pendiente desestructura la colada y el recorrido apenas alcanza el centenar de metros. En algunas secciones del interior de la colada, al quedar al descubierto, se observan morfologías de pequeños tubos de lavas superpuestos unos a otros (Fig. 5.90). La colada principalmente mantiene una estructura de disyunción prismática.

Al presentar un recorrido corto, la colada queda adosada al flanco del edificio, por lo que la erosión hídrica no afecta directamente en la incisión de los bordes del flujo al no encauzar por el barranco. Únicamente se producen caída en lienzos de la estructura lávica por perder sustento en la base, que en este caso se trata del material escoriáceo del cono. En cuanto al centro emisor que ha sufrido la actividad antrópica, quedan al descubierto pequeñas lenguas de lava tanto en el interior del mismo como en la base del edificio.



Figura 5.90: Torrente de lava adosada al flanco del cono N de la erupción de Montaña Negra de Jinámar. Se observa como adquiere morfologías de tubos con una superficie y estructura interna muy escoriácea.

Los materiales de proyección aérea cubren una reducida superficie alrededor de los centros emisores, aunque el alto grado de antropización hace complicada establecer sus límites. Todo parece indicar que presentaron una distribución elíptica, prolongándose hacia el SO. Los piroclastos presentan diversas morfologías y tamaños, aunque principalmente predominan los de tamaño lapilli.

El control estratigráfico para esta erupción se localiza en un punto cercano al centro de emisión, donde los piroclastos de caída de esta erupción están intercalados entre los depósitos piroclásticos de la erupción de Montaña Pelada, más antigua, y bajo la colada proveniente de la erupción de Cuesta de Las Gallinas, por tanto más reciente (Fig. 5.91). La figura 5.92 presenta un mapa con la cartografía de las unidades volcánicas.

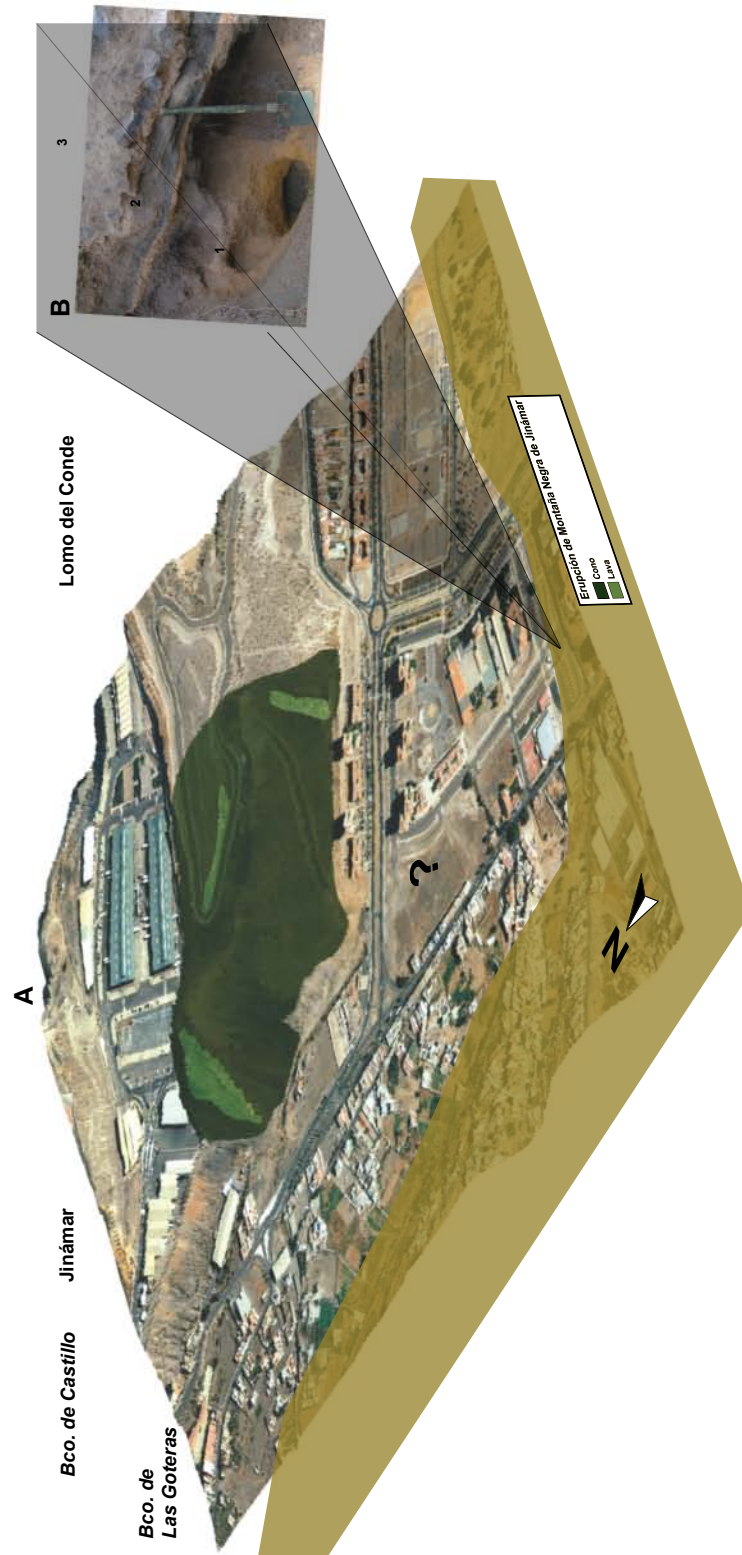


Figura 5.91: A) Vista en 3D desde el SO de la erupción de Montaña Negra de Jinámar. B) Foto de detalle mostrando la relación estratigráfica de los depósitos piroclásticos de Montaña Pelada (1) bajo los piroclastos de dispersión de la erupción de Montaña Negra de Jinámar (2) y la colada de la erupción de Cuesta de Las Gallinas (3).

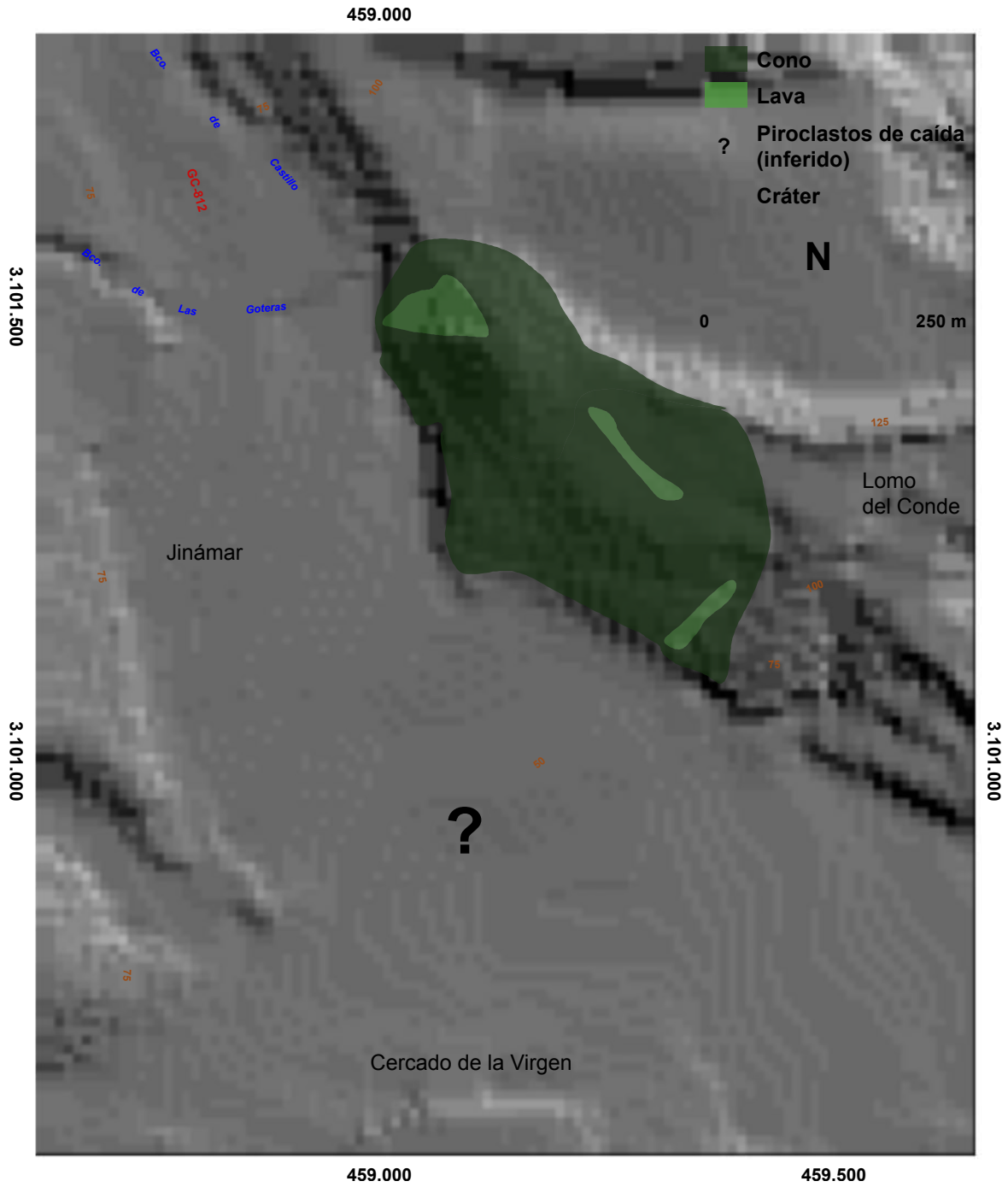


Figura 5.92: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de Montaña Negra de Jinámar.

La morfología general previa a la erupción de Montaña Negra de Jinámar (Fig. 5.93) presenta un relieve de pendientes moderadas no muy diferente a la actual, exceptuando los efectos antropogénicos causados en esta área.

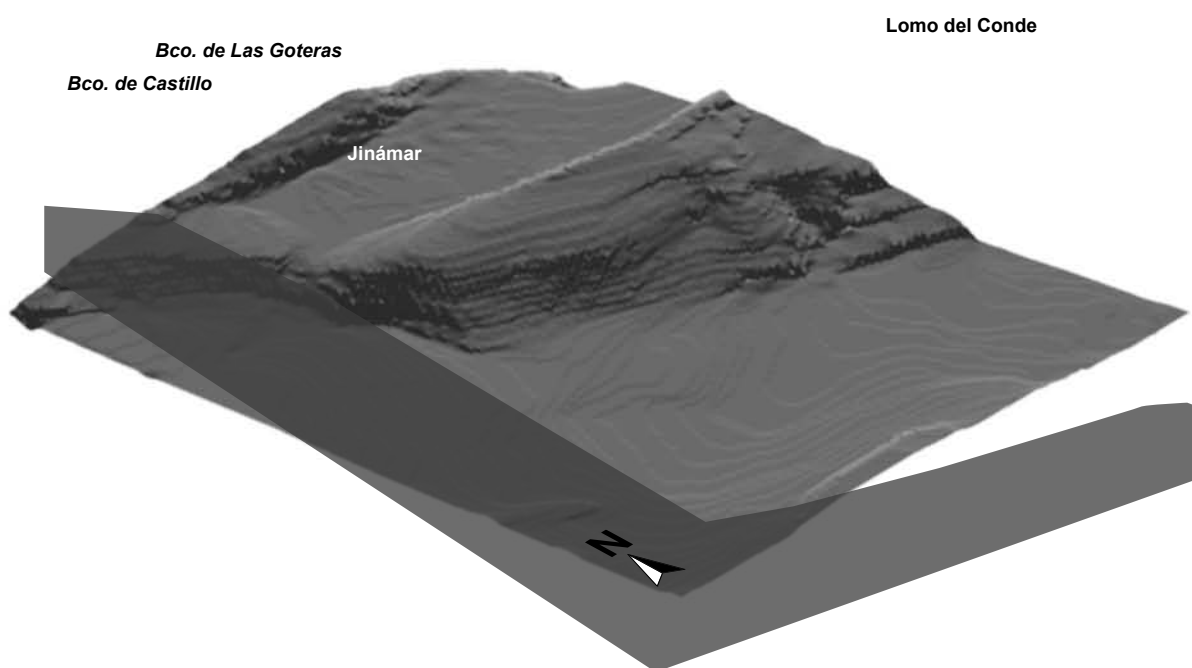


Figura 5.93: Vista en 3D desde el SO del relieve pre-erupción de Montaña Negra de Jinámar.

La morfología que presenta después de la erupción (Fig. 5.94) no cambia sustancialmente la zona debido a la poca envergadura de los centros de emisión y al poco recorrido y potencia de las lavas. Se puede observar la morfología de conos, en la actualidad totalmente antropizado, reconstruido a partir de la cartografía histórica.

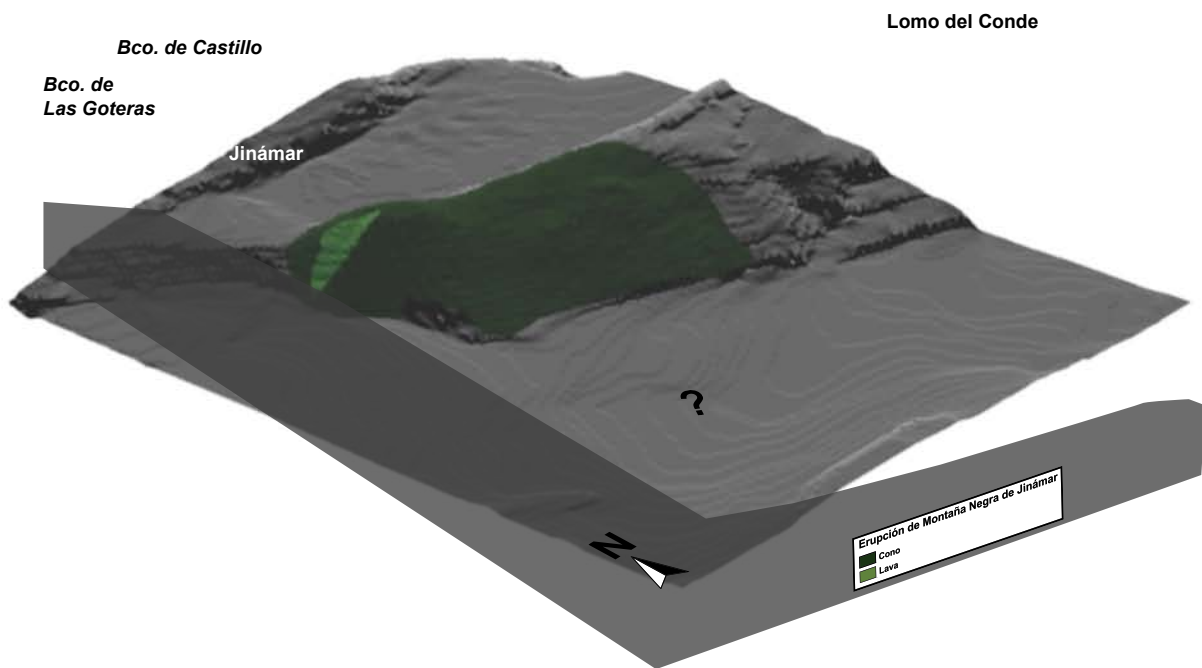


Figura 5.94: Vista en 3D desde el SO del relieve post-erupción de Montaña Negra de Jinámar.

5.17. ERUPCIÓN DE SIMA JINÁMAR

El edificio volcánico de la erupción de Sima Jinámar se localiza en una divisoria conocida como el Lomo del Gallego, dejando al Norte la Caldereta y al Sur El Montañón (Municipio de Telde).

El edificio volcánico comprende dos conos adosados, uno localizado al NO presenta un cráter en herradura, asimétrico, abierto a favor de la pendiente en dirección NNE, formando en su interior aglutinados lávicos que descienden hacia el fondo del barranco. Sin embargo, el otro cono localizado hacia el SE se encuentra en la actualidad parcialmente desmantelado por la construcción de depósitos de agua para uso agrícola. A partir de la cartografía histórica se ha podido identificar un cráter abierto en herradura hacia el NE, asimétrico. La estructura interna de este cono lo forman escorias soldadas y emplastes, alternando con material de tamaño lapilli de características freatomagmáticas. El edificio ubicado al NO conserva la chimenea abierta, originado por un descenso de la columna magmática que debió buscar una salida topográficamente más baja. Por la morfología que presenta este conjunto volcánico, se trata de una erupción doble de tipo freato-estromboliana, principalmente, aunque con una fase terminal más efusiva (Fig. 5.95).



Figura 5.95: Vista general de los centros de eruptivos adosados de Sima Jinámar, delimitando en línea discontinua el contacto entre los conos. En el primer plano de la imagen, es el edificio localizado más al Norte el cual presenta el vaciado del conducto alimentador (flecha).

El salidero de lava es muy escoriáceo en superficie, no presentando una estructura bien definida desde el interior del cráter hasta encauzarse por el barranco de Los Cascajos. La estructura general de la colada presenta una disyunción prismática, con alternancia en bolos, inundando un fondo de barranco en artesa y plano, de poca pendiente. En general, la colada se encuentra muy antropizada, no solo por el recubrimiento del techo de la lava con sorriba para uso agrícola, sino

también por las construcciones de viviendas sobre ella (Fig. 5.96). La poca potencia que adquiere el flujo facilita que la erosión hídrica incida directamente en los bordes de colada, dejando al descubierto el sustrato principalmente compuesto de material aluvial. Se observa en muchos puntos del recorrido de la colada que ésta discurre sobre sus propios piroclastos de dispersión horizontal, de granulometría muy fina, lo que indica que antes de inundar el flujo el cauce debió ocurrir una primera fase en la erupción más explosiva. Esta colada se funde en el fondo del barranco con otras coladas de centros volcánicos holocenos como son Montaña Rajada (al Norte de Sima Jinámar) y Cuesta de Las Gallinas (localizada al Este).



Figura 5.96: Vista en detalle de una sección de la colada de lava con una estructura en disyunción prismática, con alternancia en bolos. Obsérvese el grado de atropización de desmote de material para uso antrópico

Los piroclastos de dispersión horizontal cubren un área reducida próxima a los centros de emisión, pero el alto grado de antropización hace complicada determinar sus límites. Como se ha indicado anteriormente, se observa como los piroclastos de dispersión asociados a esta erupción se sitúan bajo su propia colada, extendiéndose, por tanto, en dirección E.

El control estratigráfico para esta erupción se localiza en varios puntos al N y al E, donde los piroclastos de de dispersión se sitúan sobre los depósitos piroclásticos de la erupción de Montaña Pelada, más antigua, y bajo los centros de emisión pertenecientes a las erupciones de Montaña Rajada, Cuesta de Las Gallinas y Montaña del Gallego. Esto pone de manifiesto que en la erupción de Sima Jinámar tiene lugar un episodio explosivo inicial que dispersa por una zona extensa sus piroclastos, sobre los que a continuación se construyen los conos de Montaña Rajada, Cuesta de Las Gallinas y Montaña del Gallego. Por tanto, la fisura empezaría a funcionar en Sima Jinámar pero, en los episodios más efusivos finales, podría estar funcionando casi simultáneamente en todos estos diferentes centros de emisión. Por otro lado, recubriendo un pequeño afloramiento de piroclastos de dispersión horizontal de Sima Jinámar localizado al NO, se observan depósitos de *surges* que deben provenir de la erupción de Bandama (Fig. 5.97). La figura 5.98 presenta un mapa con la cartografía de las unidades volcánicas.

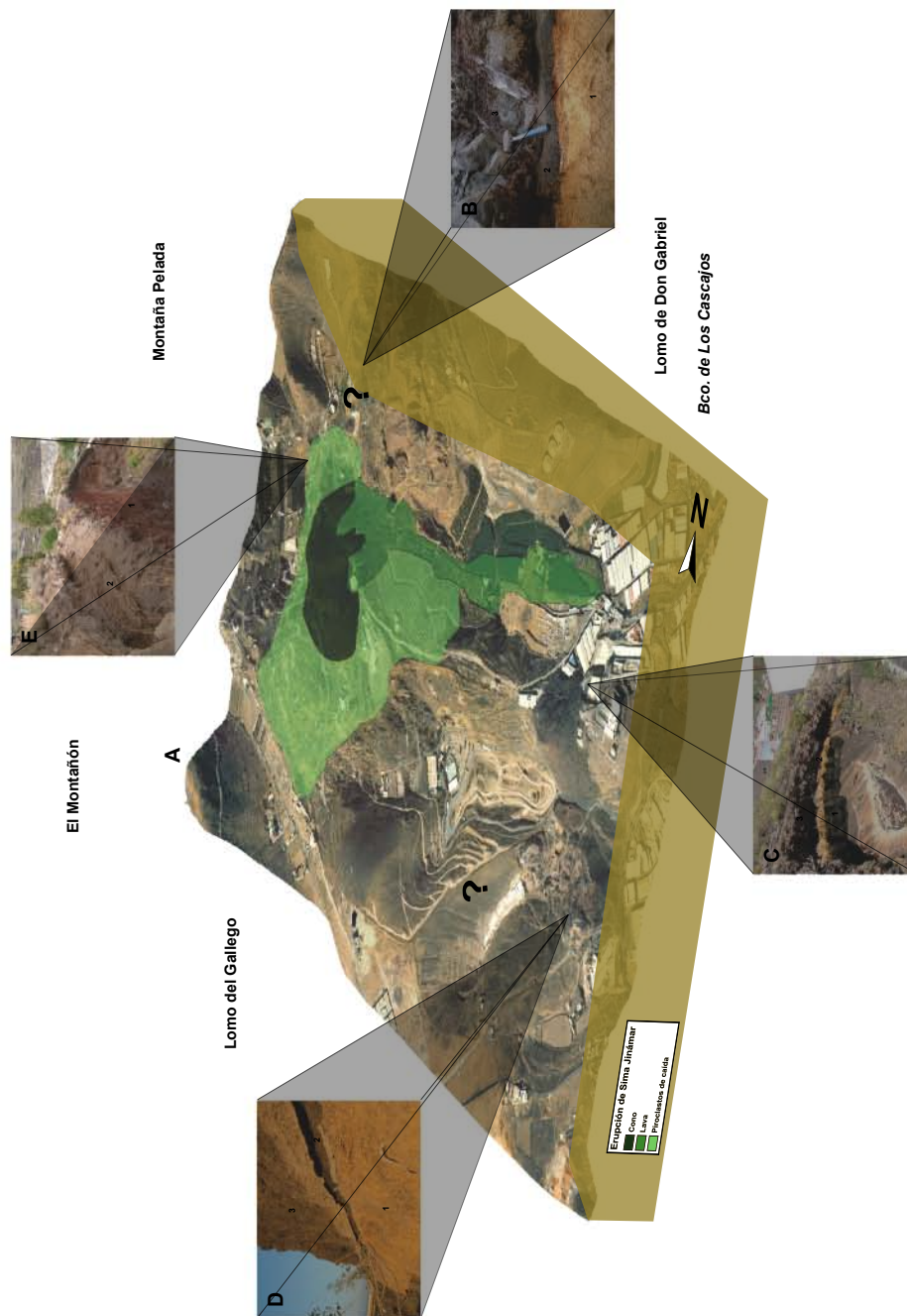


Figura 5.97: A) Vista en 3D desde el ENE de la erupción de Sima Jinámar. B) Foto de detalle mostrando el contacto de los depósitos piroclásticos de dispersión de la erupción de Montaña Pelada (1) bajo los piroclastos de dispersión de Sima Jinámar (2) y, estos, a su vez, bajo la colada de Montaña Rajada (3). C) Foto general mostrando la relación estratigráfica de los depósitos piroclásticos de Montaña Pelada (1) bajo los piroclastos de dispersión de la erupción de Sima Jinámar (2) y sobre este nivel una sección del flanco E del cono de la erupción de Cuesta de Las Gallinas (3). D) Foto de detalle mostrando el contacto de los depósitos piroclásticos de la erupción de Montaña Pelada (1) bajo los depósitos piroclásticos de Sima Jinámar (2) y sobre éstos una sección del flanco S del cono de la erupción Montaña del Gallego (3). E) Foto general mostrando el contacto de los depósitos de dispersión de Sima Jinámar (1) bajo depósitos de *surges* de la erupción de Bandama (2).

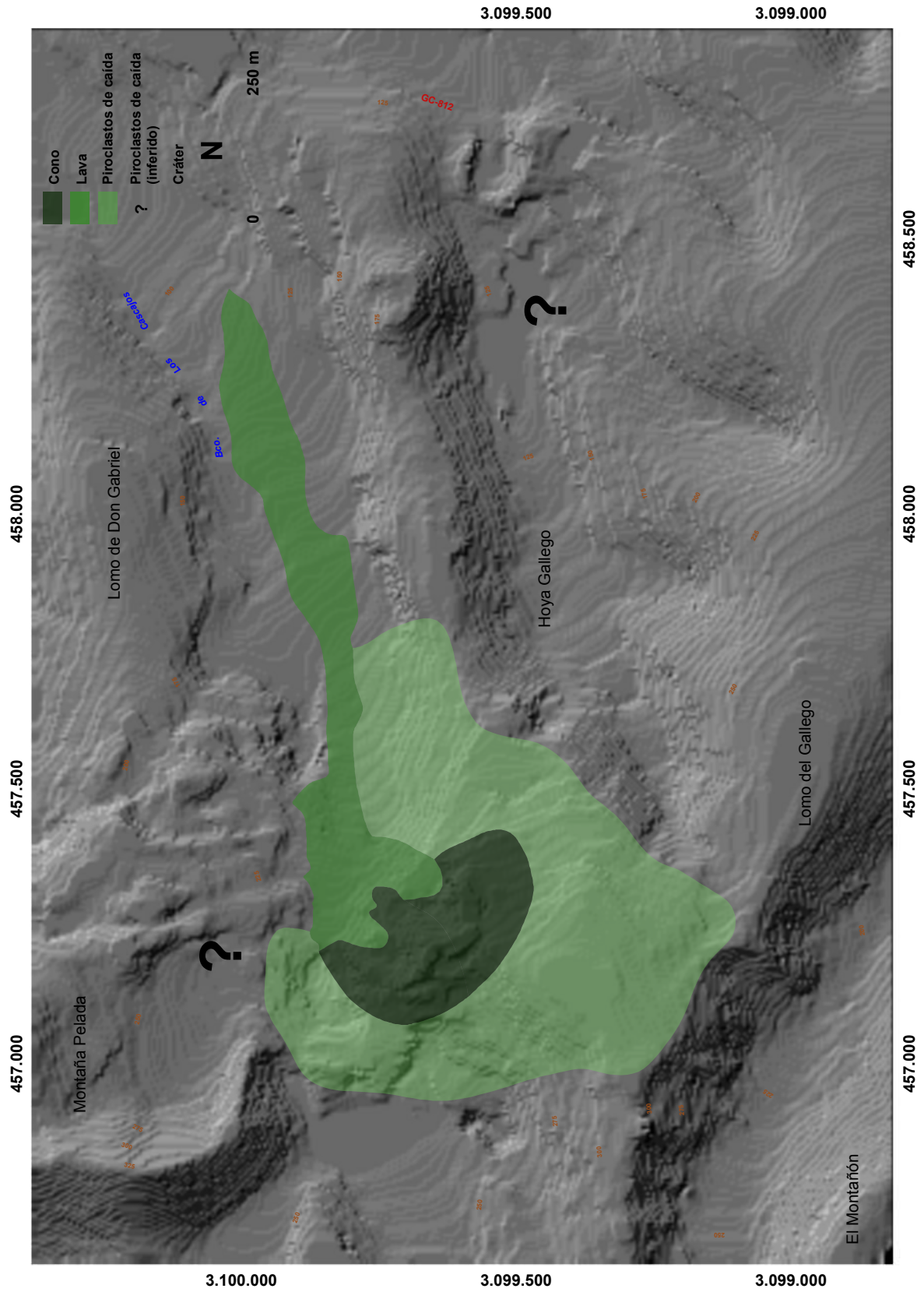


Figura 5.98: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción Sima Jinámar.

La morfología general previa a la erupción Sima Jinámar (Fig. 5.99) presenta un relieve de pendientes moderadas con un fondo de valle plano y en artesa, caracterizado por la gran acumulación de material aluvial de diversa granulometría.

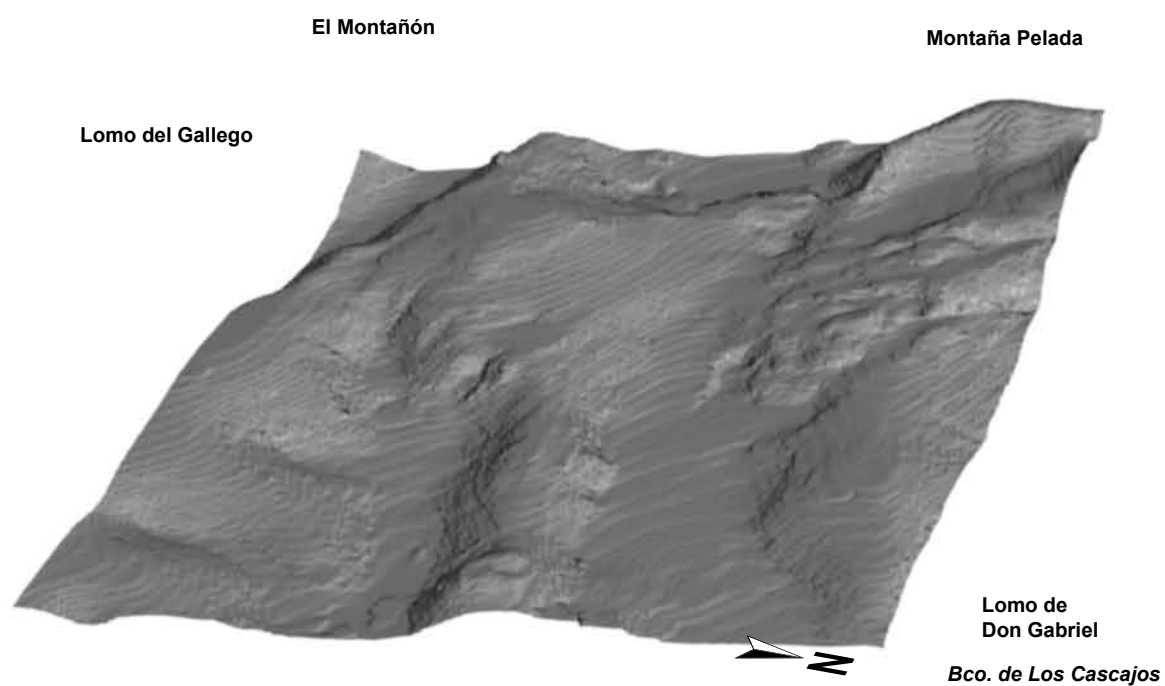


Figura 5.99: Vista en 3D desde el ENE del relieve pre-erupción de Sima Jinámar.

La morfología que presenta después de la erupción (Fig. 5.100) cambia ligeramente la zona afectada por los centros emisores y, en menor medida, el área afectada por la colada de lava. Se puede observar la morfología del cono SE obtenida a partir de la cartografía histórica.

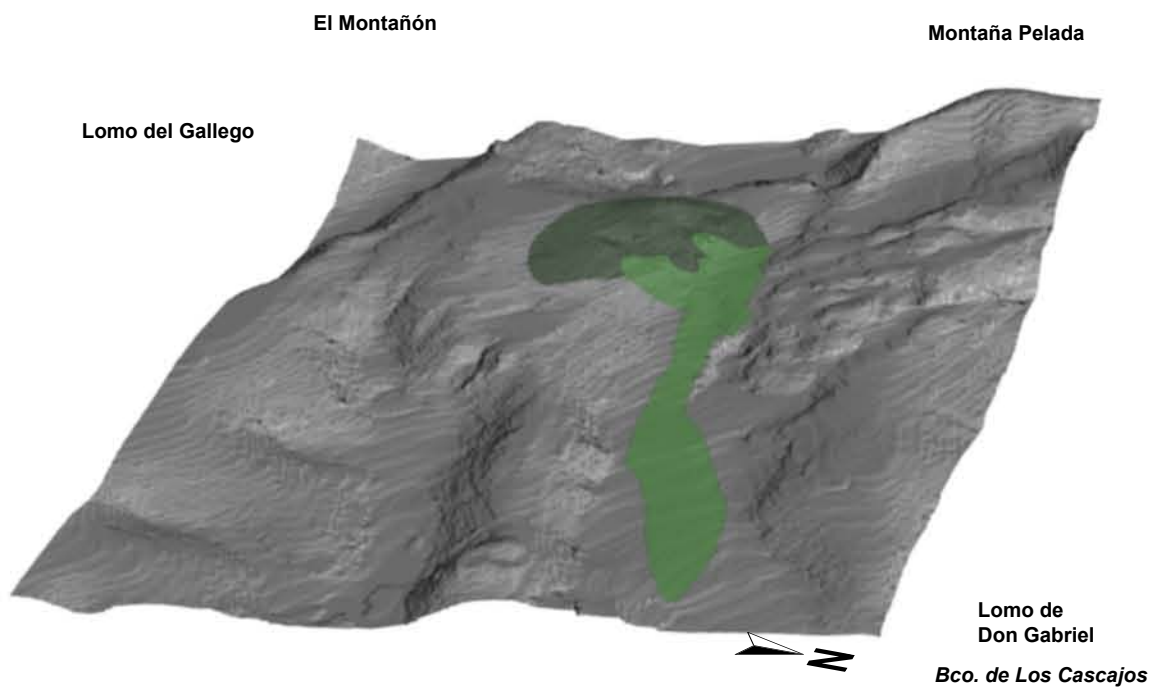


Figura 5.100: Vista en 3D desde el ENE del relieve post-erupción de Sima Jinámar.

5.18. ERUPCIÓN DE MONTAÑA RAJADA

El edificio volcánico de la erupción Montaña Rajada se localiza en el flanco Este de Montaña Pelada, dejando al Norte el Barranco de Las Goteras y Monte Quemado y al sur el Barranco de Los Cascajos y la Hoya de la Caldereta (Municipio de Telde).

La erupción desarrolló un pequeño centro eruptivo de emplastes y escorias soldadas, abierto por la mitad por una fractura con dirección N-S (Fig. 5.101). A diferencia de otros centros eruptivos holocenos cercanos, éste responde más al concepto de hornito por sus características morfológicas. Su estructura interna presenta secuencias de capas exclusivamente de emplastes lávicos, inclinando hacia el interior de la abertura, lo que da idea de una baja explosividad.



Figura 5.101: Vista general desde el N donde se observa la abertura N-S del Hornito de Montaña Rajada.

Las emisiones de lava se producen desde el interior del hornito, adquiriendo una morfología escoriácea, la cual discurre por el flanco del edificio volcánico de Montaña Pelada hasta encauzarse por el barranco de los Cascajos, encontrándose con otro flujo de lava que discurre por el mismo barranco proveniente del centro

eruptivo de Sima Jinámar. La estructura general de la colada presenta una disyunción prismática, aunque en ocasiones aparecen lenguas de lavas intercaladas entre escorias formando bolos y con los efectos de alteración en cáscara de cebolla. Apenas se notan los efectos erosivos naturales, sin embargo los efectos antropogénicos, como el movimiento de tierras en la extracción de áridos de Montaña Pelada, están bien patentes (Fig. 5.102).



Figura 5.102: Vista general de una sección de la colada sobre el nivel de piroclastos de Montaña Pelada. La caída de bloques es por una cantera de extracción de áridos activa.

En la cara norte del hornito se observa una pequeña colada de poca potencia y corto recorrido rellenando una zona endorreica creada en el flanco de Montaña Pelada. Sobre esta colada se observan unos piroclastos de caída, de granulometría muy gruesa (diferenciados de los depósitos de Montaña Pelada), pudiendo ser asociado a un último pulso en la erupción y de poco tiempo de duración. Localmente estos piroclastos de caída son retrabajados y mezclados con los de Montaña Pelada, adquiriendo tonos ocre, efectos de una pátina arcillosa que envuelve los granos de piroclastos en la zona endorreica.

El control estratigráfico para esta erupción se identifica en dos zonas. Primeramente, el cono emerge sobre el flanco S del volcán de Montaña Pelada, por tanto, más antiguo. En segundo lugar, en una de las canteras de extracción de áridos se observa como la colada de lava de esta erupción de Montaña Rajada recubre tanto a piroclastos de dispersión de Sima Jinámar como a los de Montaña Pelada (Fig. 5.103). La figura 5.104 presenta un mapa con la cartografía de las unidades volcánicas.

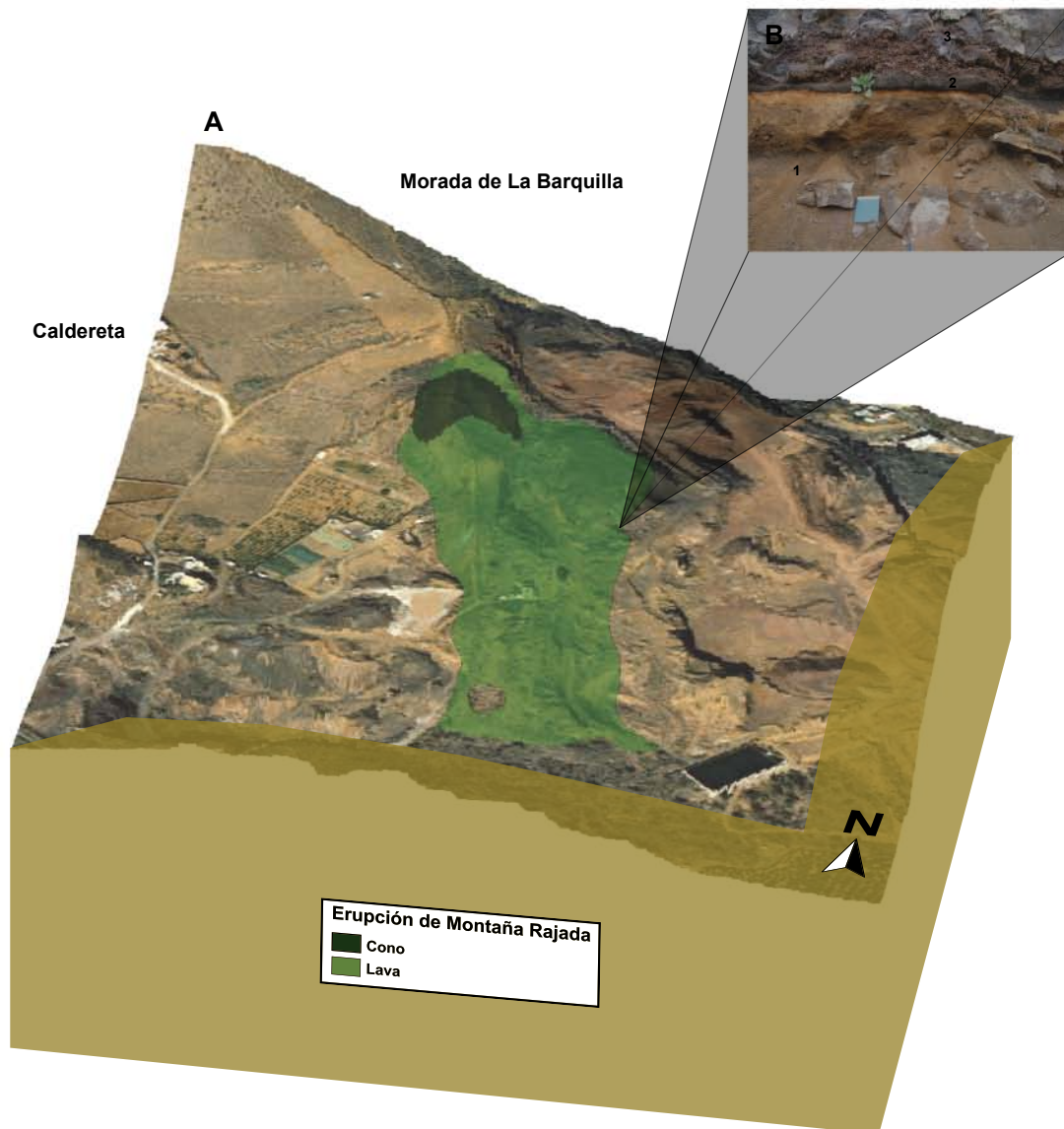


Figura 5.103: A) Vista en 3D desde el SSE de la erupción de Montaña Rajada. B) Foto de detalle mostrando la relación estratigráfica de los depósitos piroclásticos de Montaña Pelada incorporando un lentejón lávico (1) bajo los piroclastos de dispersión de la erupción de Sima Jinámar (2) y la colada de esta erupción de Montaña Rajada (3).

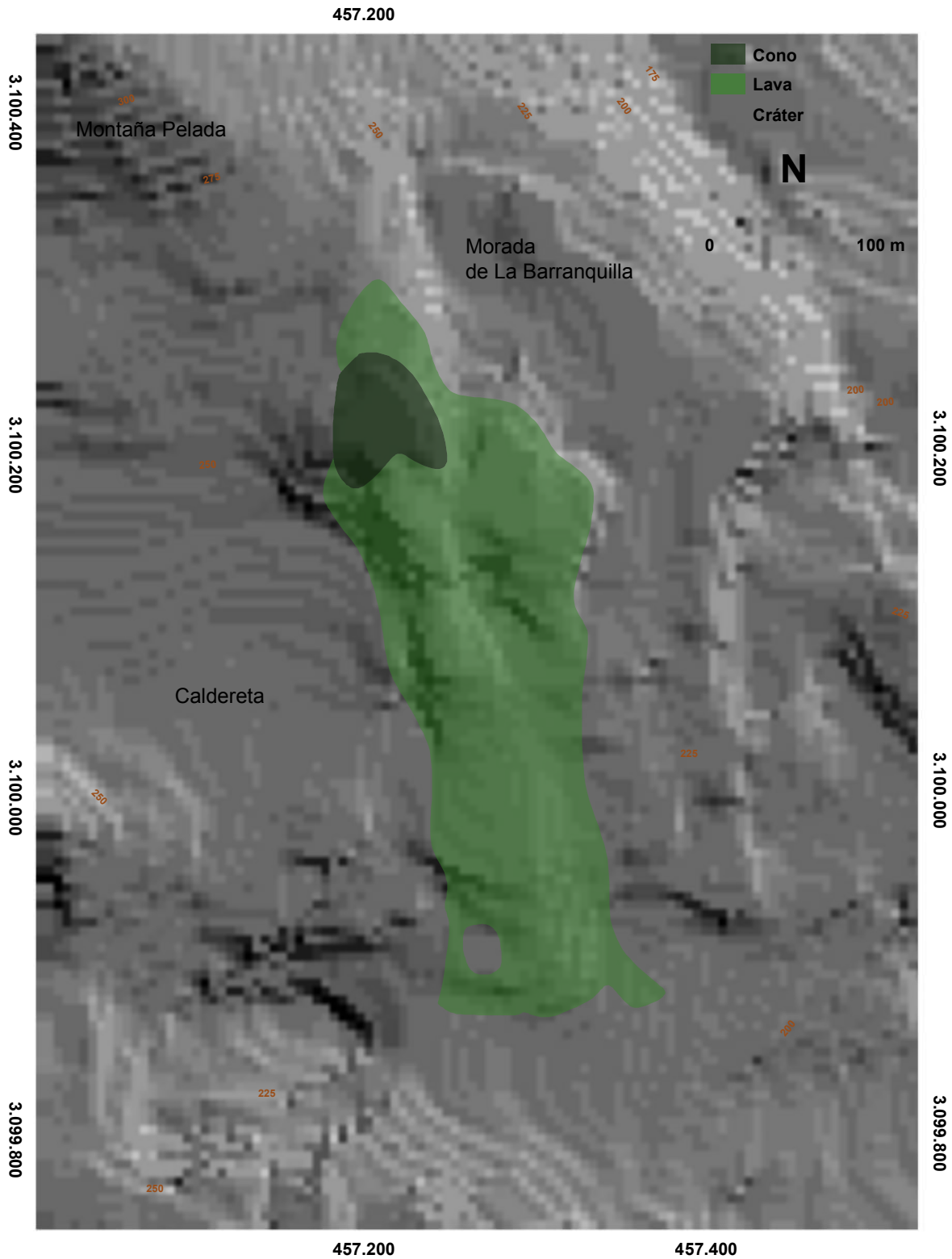


Figura 5.104: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de Montaña Rajada.

La morfología general previa a la erupción de Montaña Rajada (Fig. 5.105) no se presenta muy distinta a la actual, exceptuando los efectos ocasionados por las actividades antrópicas. Un relieve de pendientes moderadas condicionada por la pendiente del edificio de Montaña Pelada.

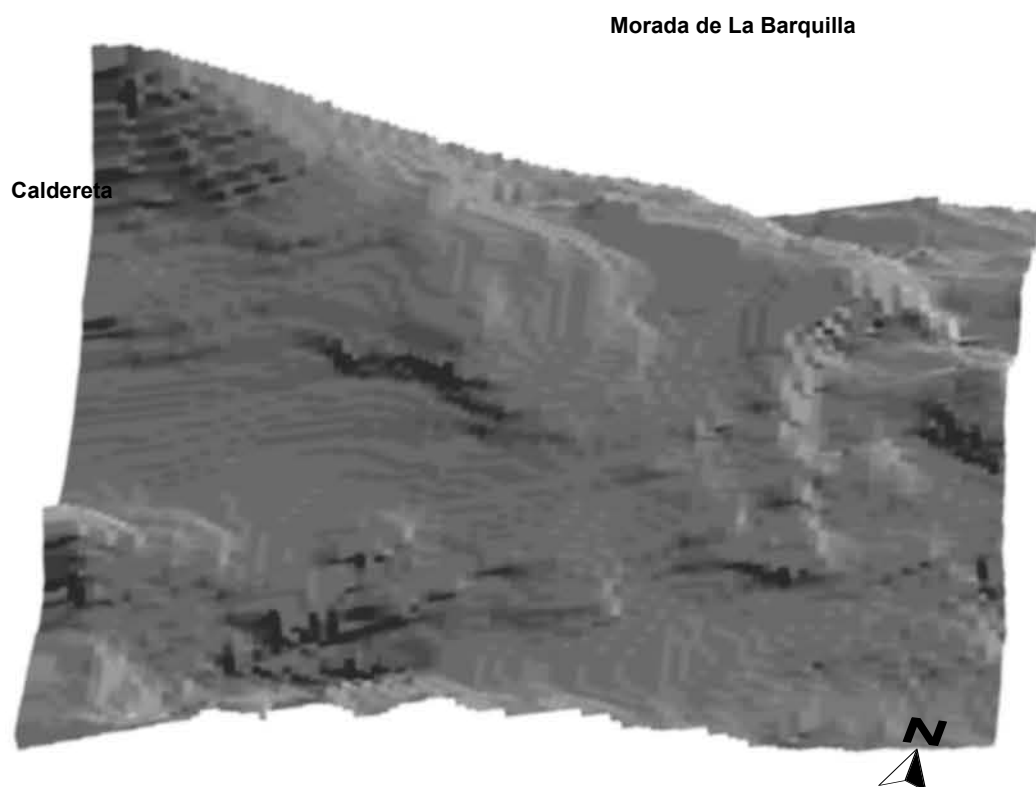


Figura 5.105: Vista en 3D desde el SSE del relieve pre-erupción de Montaña Rajada.

La morfología surgida después de la erupción de Montaña Rajada (Fig. 5.106) modifica muy ligeramente el relieve previo por la escasa entidad de esta erupción. Los cambios en esta morfología respecto a la actual se deben, fundamentalmente, a efectos antropogénicos.

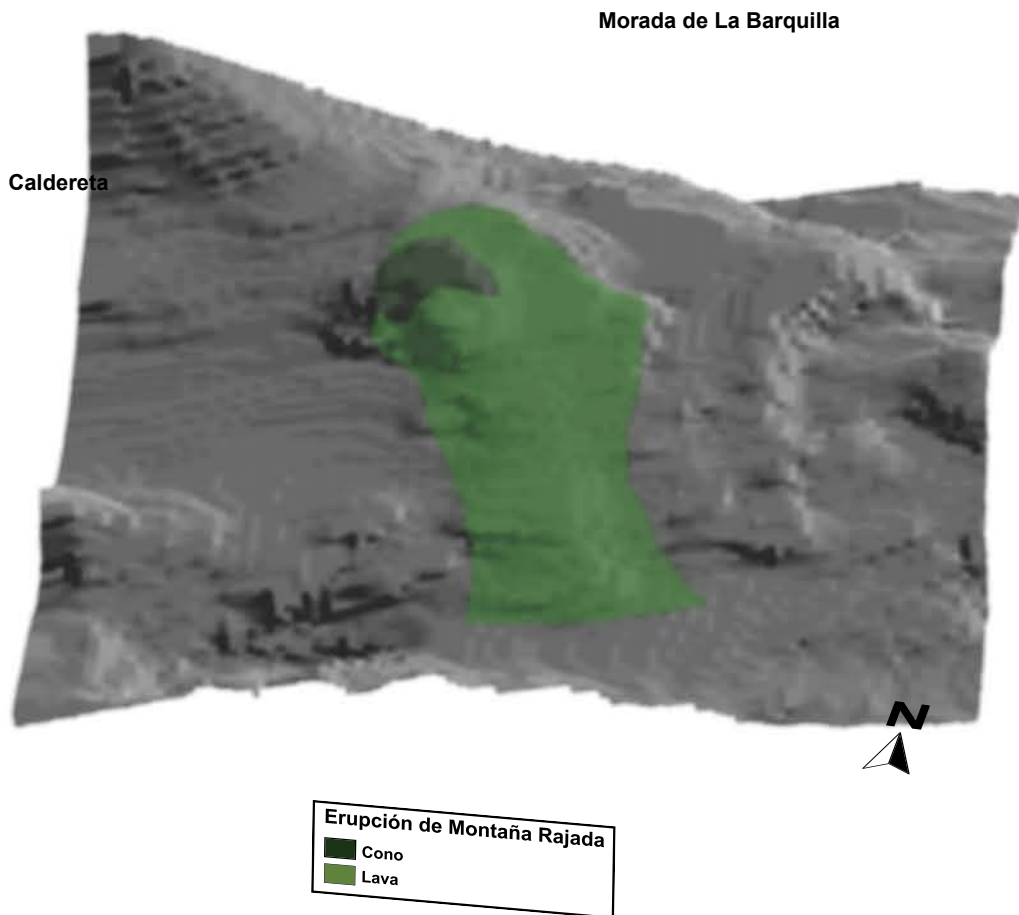


Figura 5.106: Vista en 3D desde el SSE del relieve post-erupción de Montaña Rajada.

5.19. ERUPCIÓN DE CUESTA DE LAS GALLINAS

El edificio volcánico de la erupción de Cuesta de Las Gallinas se localiza en una divisoria que delimita el barranco de Los Cascajos, dejando al Norte El Lomo de Don Gabriel y al Sur la Hoya del Gallego (Municipio de Telde).

La erupción desarrolló un cono de pequeña envergadura que, no obstante, cubre parcialmente la ladera N del barranco de Hoya del Gallego, la ladera S del barranco de Los Cascajos que es donde adquiere mayor envergadura, y la pequeña divisoria que los separa. El cráter se abre en herradura hacia el N, a favor de la pendiente, simétrico (Fig. 5.107), por lo que la lava se encauza hacia el barranco de Los Cascajos. El cono volcánico presenta una estructura interna bien definida, con emplastes y escorias soldadas y, en menor proporción, capas de lapilli. En el interior del cráter se observan aglutinados que se inclinan hacia el interior del cráter, con presencia de bombas volcánicas en corteza de pan muy proximal a la boca efusiva. Por la morfología que presenta el cono, así como por lo materiales que lo conforman, se trata de un volcán de tipo estromboliano.



Figura 5.107: Vista general desde el NE del cono. Obsérvese la apertura del cráter a favor de la pendiente (línea discontinua)

Las emisiones de lavas se producen desde el interior del cráter con morfologías muy escoriácea, poco espesor y corto recorrido, arrastrando en la superficie restos del edificio volcánico en pequeños bloques. La colada discurre por una pendiente suave hasta encauzarse por el barranco de Los Cascajos. Debido al alto grado de antropización que sufre la colada en todo su recorrido (Fig. 5.108), las pequeñas ventanas lávicas que aún afloran permiten observar la estructura interna del flujo: presenta escorias a techo y a muro, y una parte interna masiva alternando de una disyunción prismática a otra en bolos, en ocasiones con alteración en cáscara de cebolla. También puede observarse, en menor número, restos de lavas cordadas intercaladas entre las escorias. La erosión no se observa en la colada, ya que el barranco no presenta una cabecera destacada y se encuentra muy aterrizado debido a la ocupación agrícola.

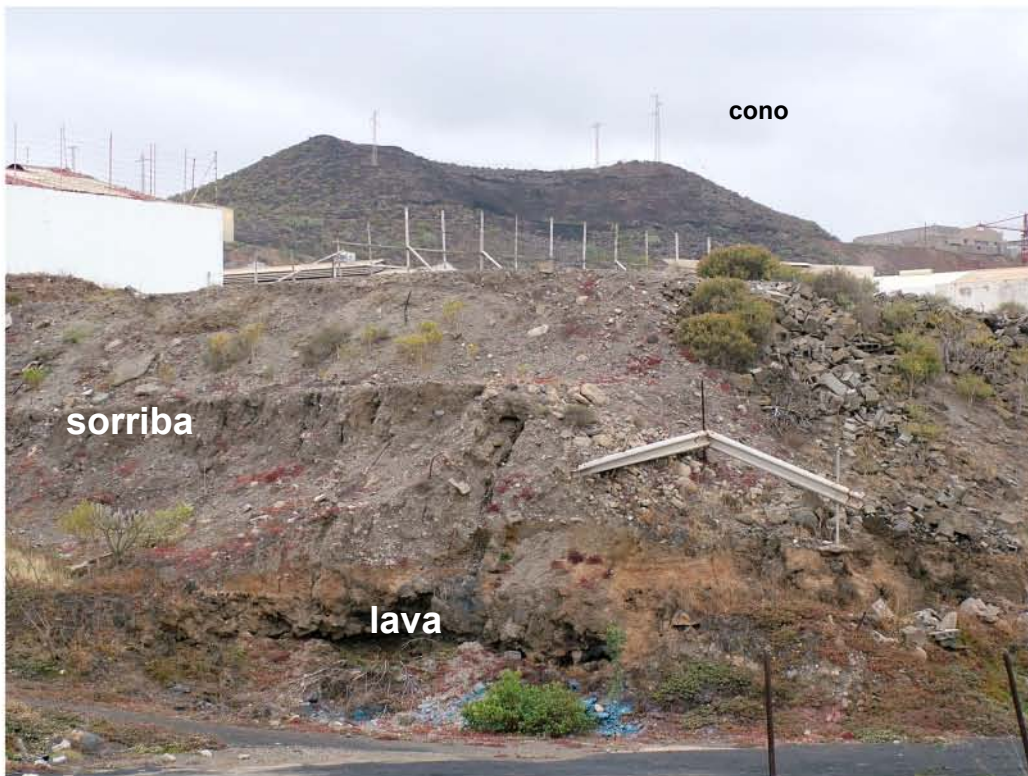


Figura 5.108: Vista general de la colada de la erupción de Cuesta de Las Gallinas. Obsérvese el alto grado de antropización de la misma.

Los piroclastos de dispersión horizontal se localizan muy próximos al centro de emisión, formando parte de la estructura del edificio. El alto grado de antropización hace complicado establecer sus límites y, por tanto, determinar su extensión.

Las relaciones estratigráficas con otros volcanes holocenos se observan en un punto cercano al centro de emisión, donde su flanco E se sitúa sobre los depósitos piroclásticos de dispersión de las erupciones de Sima Jinámar y de Montaña Pelada. Asimismo, en el frente de la colada se observa como esta se

coloca sobre los piroclastos de dispersión de Montaña Negra de Jinámar y estos, a su vez, sobre los de Montaña Pelada (Fig. 5.109). La figura 5.110 presenta un mapa con la cartografía de las unidades volcánicas de esta erupción.

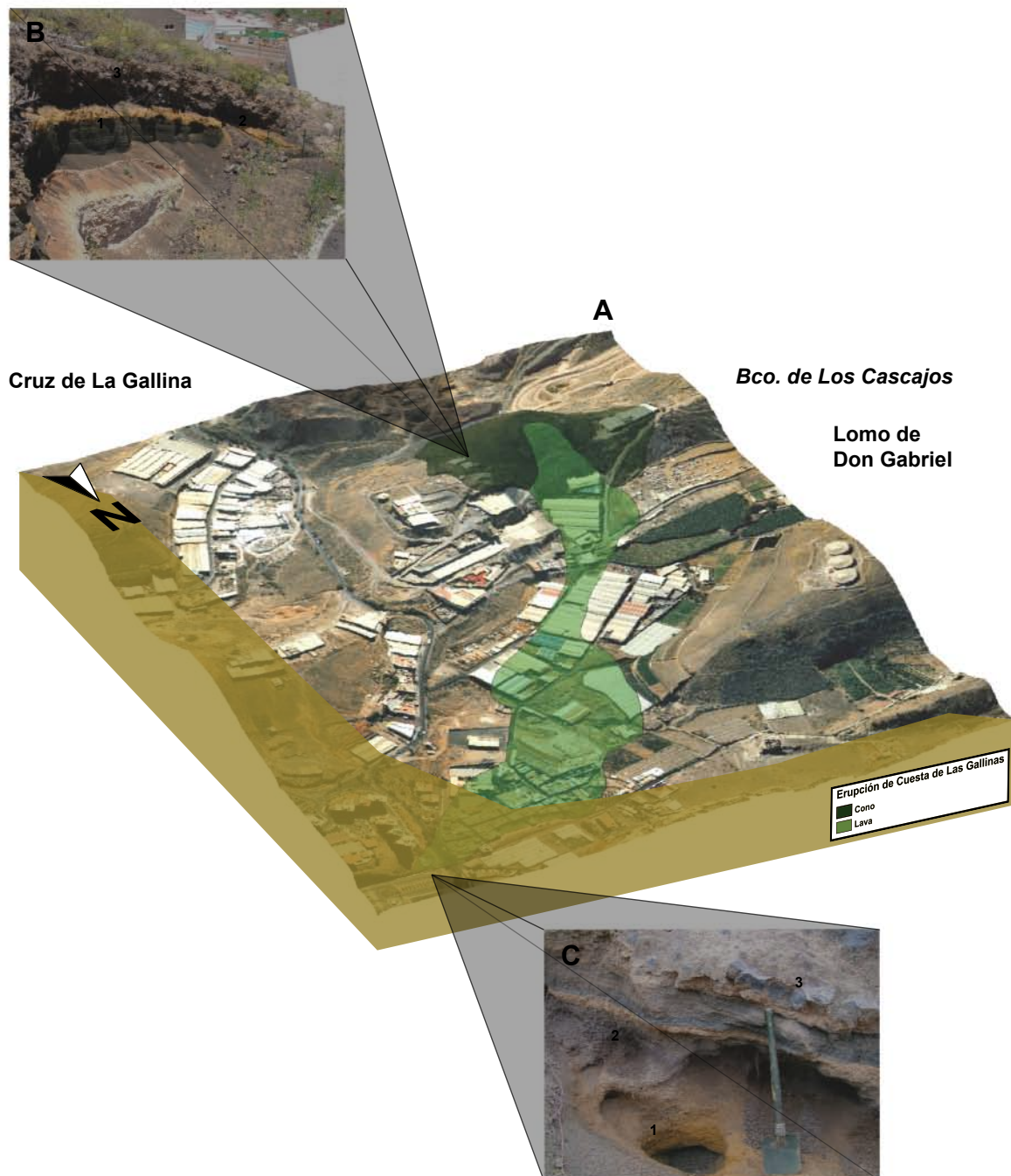


Figura 5.109: A) Vista en 3D desde el NNE de la erupción de Cuesta de Las Gallinas. B) Foto general mostrando la relación estratigráfica de los depósitos piroclásticos de Montaña Pelada (1) bajo los piroclastos de dispersión de la erupción de Sima Jinámar (2) y sobre este nivel una sección del flanco E del cono de Cuesta de Las Gallinas (3). C) Foto de detalle mostrando la relación estratigráfica de los depósitos piroclásticos de Montaña Pelada (1) bajo los piroclastos de dispersión de la erupción de Montaña Negra de Jinámar (2) y la colada de la erupción de Cuesta de Las Gallinas (3).

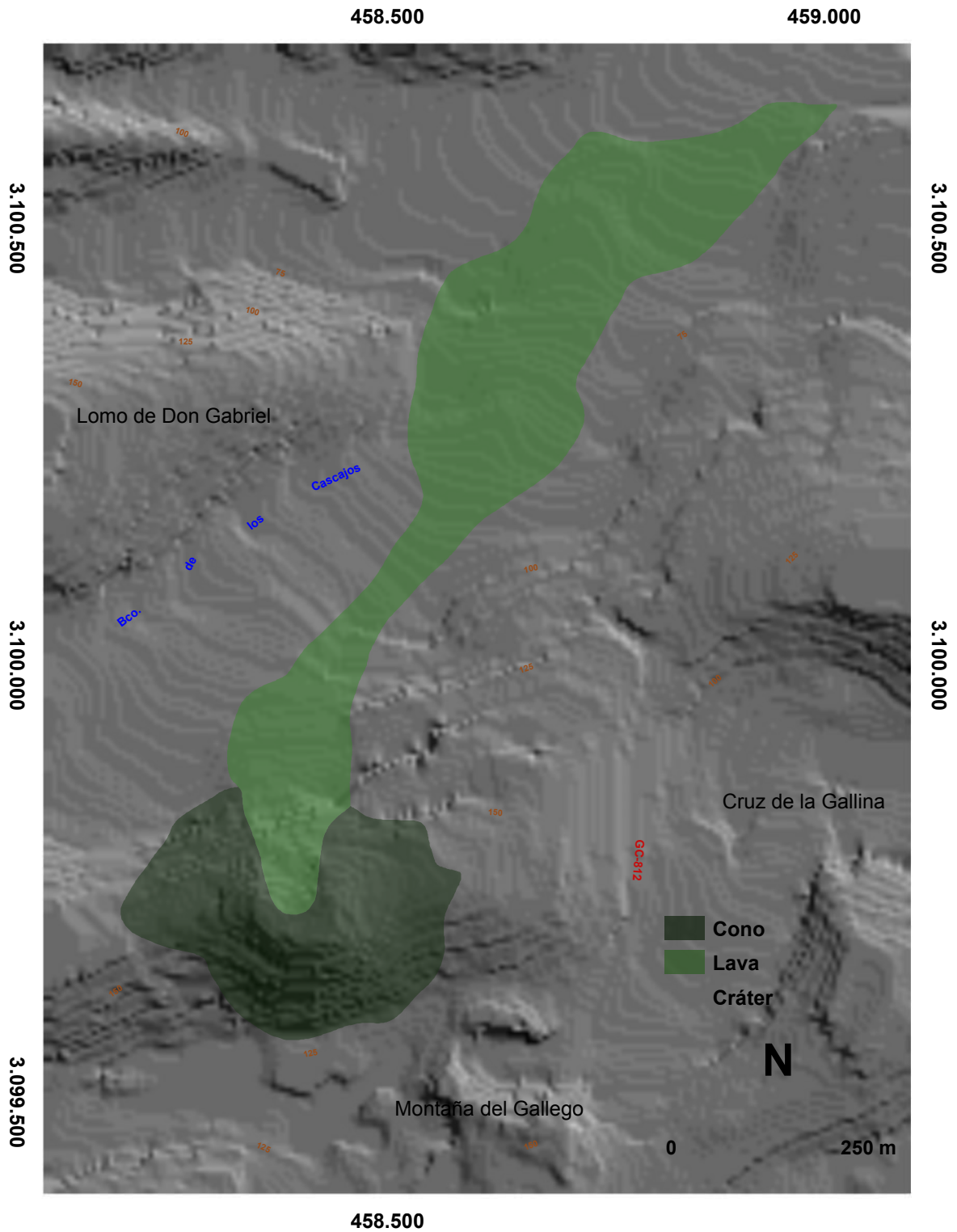


Figura 5.110: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de Cuesta de Las Gallinas.

La morfología general previa a la erupción de Cuesta de Las Gallinas (Fig. 5.111) no se presenta muy distinta a la actual, exceptuando los efectos antropogénicos. Un relieve de pendientes suaves, de lomas redondeadas y con un fondo de valle en artesa.

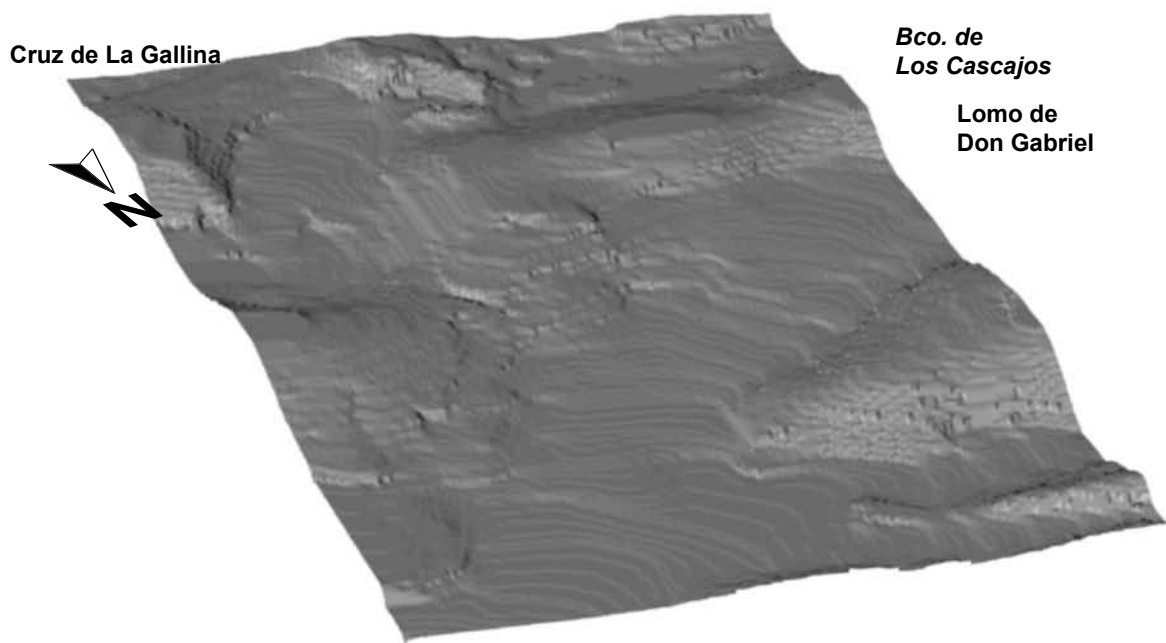


Figura 5.111: Vista en 3D desde el NNE del relieve pre-erupción de Cuesta de Las Gallinas.

Después de la erupción, la morfología cambia ligeramente (Fig. 5.112) no sólo por la presencia del cono volcánico que se construye en ambas laderas de una divisoria, sino también por el campo de lavas que emergiendo directamente desde el cráter va a inundar el fondo del valle. Estas morfologías, tanto del cono como de la colada de lava, han podido reconstruirse gracias a la cartografía histórica.

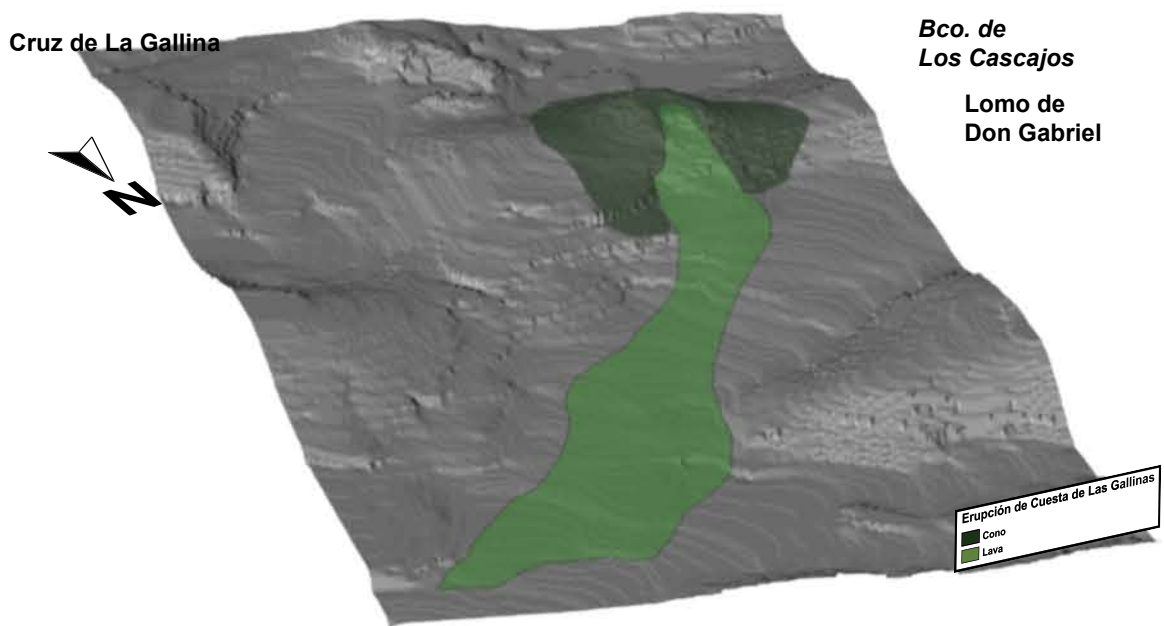


Figura 5.112: Vista en 3D desde el NNE del relieve post-erupción de Cuesta de Las Gallinas.

5.20. ERUPCIÓN DE MONTAÑA DEL GALLEGO

El edificio volcánico de la erupción de Montaña del Gallego se localiza en un fondo de valle conocido como Hoya Gallego, que delimita al Norte con el edificio volcánico de la erupción de Cuesta de Las Gallinas y al Sur con Hoya de Aguedita (Municipio de Telde).

La erupción desarrolló un cono en herradura abierto hacia el E. Presenta un flanco Norte de poca envergadura, mientras que el flanco Sur es el que conforma la mayor parte del edificio y, por ello, queda más elevado. La estructura interna del edificio muestra secuencias de capas de granulometría muy variada, predominando el tamaño lapilli hasta bombas volcánicas, así como también aglutinados y emplastes de lavas soldados inclinados hacia el interior del cráter. Hay que destacar la presencia de un nivel muy temprano en la secuencia eruptiva de piroclastos muy finos, posiblemente por causa de interacción agua-magma. Para poder determinar la morfología del edificio ha sido necesaria su reconstrucción por medio de la cartografía histórica, ya que los efectos antrópicos relacionados con la extracción de áridos son muy destacados hasta el punto de hacer desaparecer casi por completo el edificio volcánico (Fig. 5.113). Por la morfología que presenta el cono, se trata de un volcán de tipo estromboliano con fases freatomagmáticas iniciales.



Figura 5.113: Vista general de los restos del cono de la erupción de Montaña del Gallego desde el NO. Se observa como sobre este cono se ha instalado una cantera de extracción de áridos, que lo ha desmantelado casi por completo. Aún se mantiene el interior del cráter (1) desde donde fluye la colada de lava (flecha). La línea discontinua marca, aproximadamente, el perfil transversal original del edificio volcánico (2).

El salidero de lava desde el interior del cráter presenta morfología de lavas pahoehoe, aunque principalmente predominan los aglutinados, con intercalaciones de pequeñas lenguas de poco espesor entre las escorias. La colada de lava se encauza por un barranco tributario de fondo plano y poca pendiente que intersecta con el barranco de Telde. La colada adquiere una morfología escoriácea a techo, con una estructura de disyunción prismática con alternancia de morfologías en bolos en el interior. Arrastra a lo largo de su recorrido numerosos bloques erráticos y presenta, asimismo, tómulos de explosión. Estas últimas características son las que actualmente afloran en la lava, ya que prácticamente el resto del flujo está antropizado (Fig. 5.114). Por ello, para poder determinar los límites de la colada ha sido necesario acudir a los documentos históricos. Debido al alto grado de antropización no se puede determinar con precisión el grado de erosión natural.



Figura 5.114: Afloramiento de la colada de lava localizado en el interior de un bunker de un campo de golf. Sólo son los bloques erráticos que arrastraba en superficie los que se han conservado.

Los materiales de proyección aérea cubren un área reducida alrededor del cono, sin embargo el alto grado de antropización hace complicado establecer sus límites. Todo hace indicar, por los restos que aún se mantienen, que presentó una dispersión elíptica, prolongándose hacia el SO. Los piroclastos presentan diversas morfologías y tamaños, aunque principalmente predominan los de tamaño lapilli.

El control estratigráfico para esta erupción se localiza en un punto del edificio volcánico que ha quedado al descubierto por la extracción de áridos, en el cual afloran en la base del edificio el nivel de piroclastos de dispersión de la erupción de Sima Jinámar como también los depósitos piroclásticos de la erupción de Montaña

Pelada, más antiguas (Fig. 5.115). Sin embargo, a pesar de la proximidad, no ha podido observarse ninguna relación estratigráfica precisa con el volcán de Cuesta de Las Gallinas, localizado al NO.

La figura 5.116 presenta un mapa con la cartografía de las unidades volcánicas.

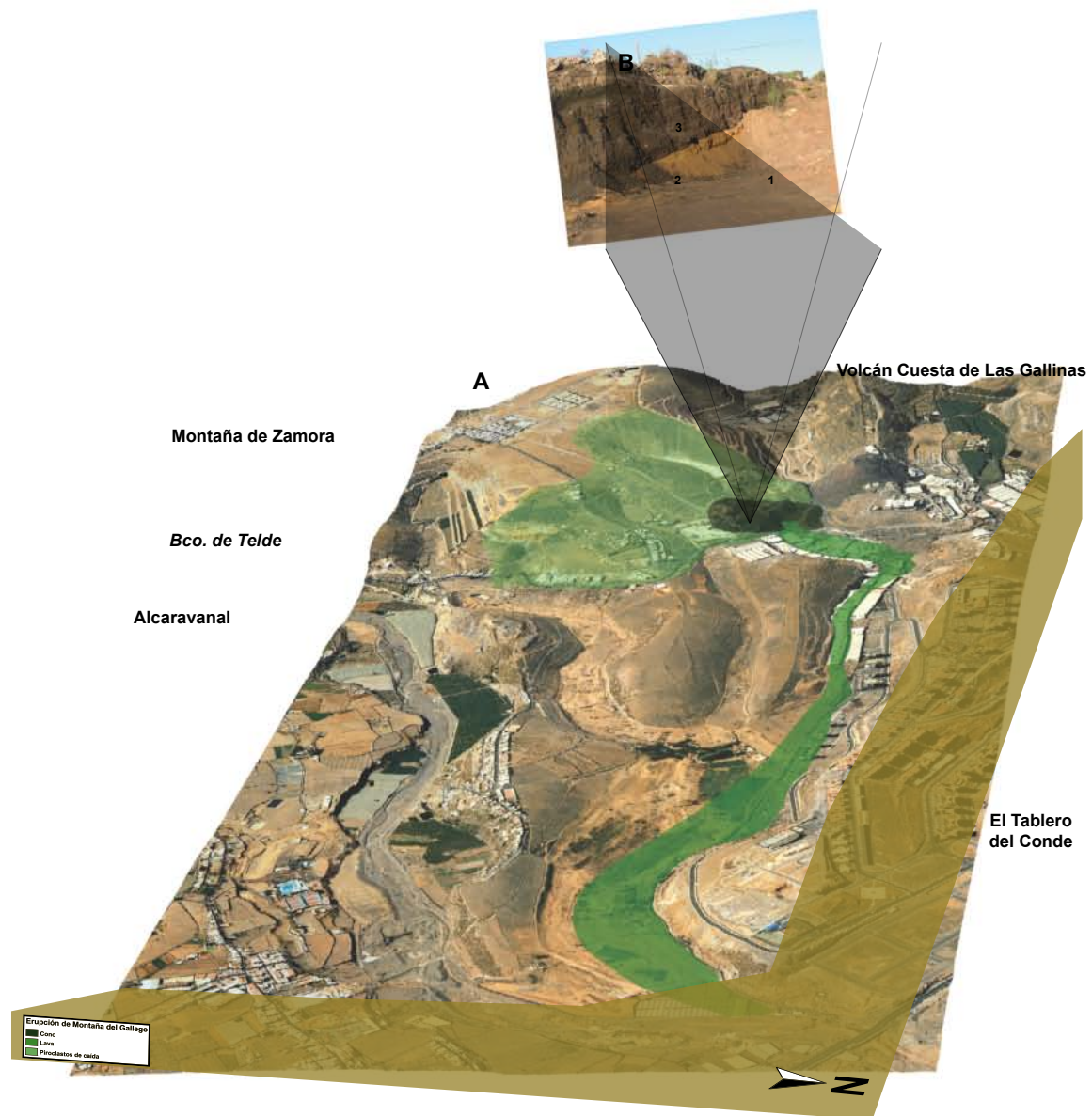


Figura 5.115: A) Vista en 3D desde el NE de la erupción de Montaña del Gallego. B) Foto general mostrando la relación estratigráfica de los depósitos piroclásticos de Montaña Pelada (1) bajo los piroclastos de dispersión de la erupción de Sima Jinámar (2) y una sección interior del cono de la erupción de Montaña del Gallego (3).

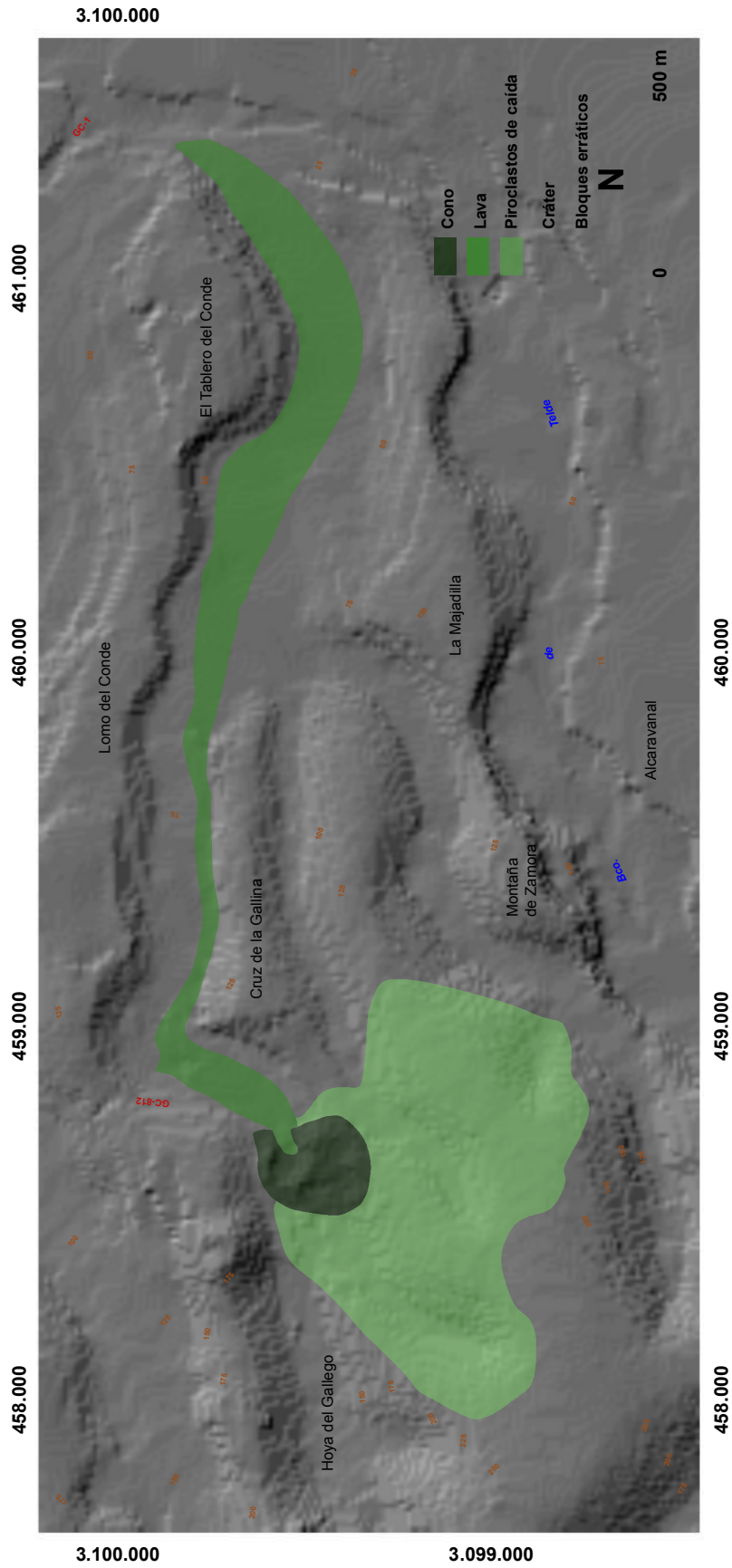


Figura 5.116: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de Montaña del Gallego.

La morfología general previa a la erupción de Montaña del Gallego (Fig. 5.117) no se presenta muy distinta a la actual, exceptuando los efectos antropogénicos. Es muy similar al relieve previo de la zona afectada por la erupción de Cuesta de Las Gallinas, ya que son centros volcánicos contiguos y prácticamente constemporáneos. Se trata de un relieve de pendientes suaves, lomas redondeadas y con un fondo de valle en artesa.

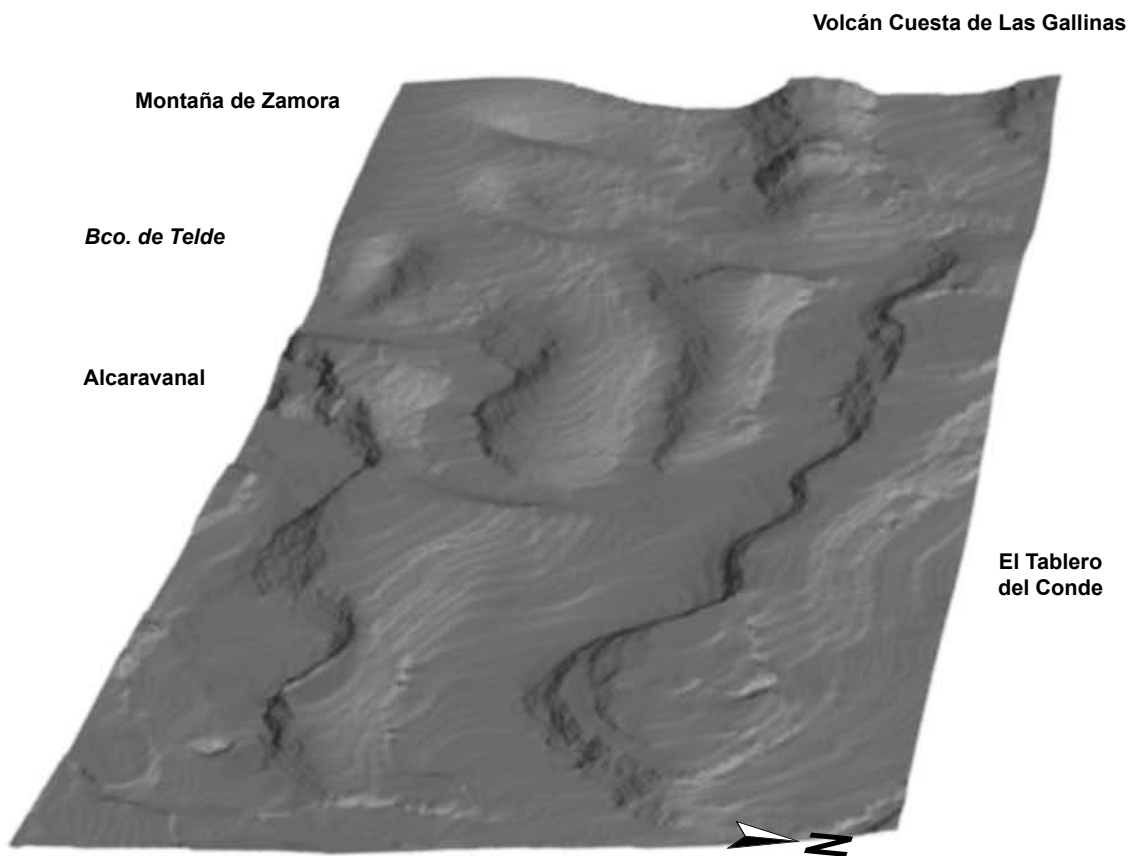


Figura 5.117: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción de Montaña del Gallego.

La morfología que se presenta después de la erupción de Montaña del Gallego (Fig. 5.118) cambia sustancialmente por la presencia del cono volcánico que se construye en el fondo del valle. Tanto la reconstrucción de este cono como del campo de lava, ha podido realizarse a partir de la cartografía histórica.

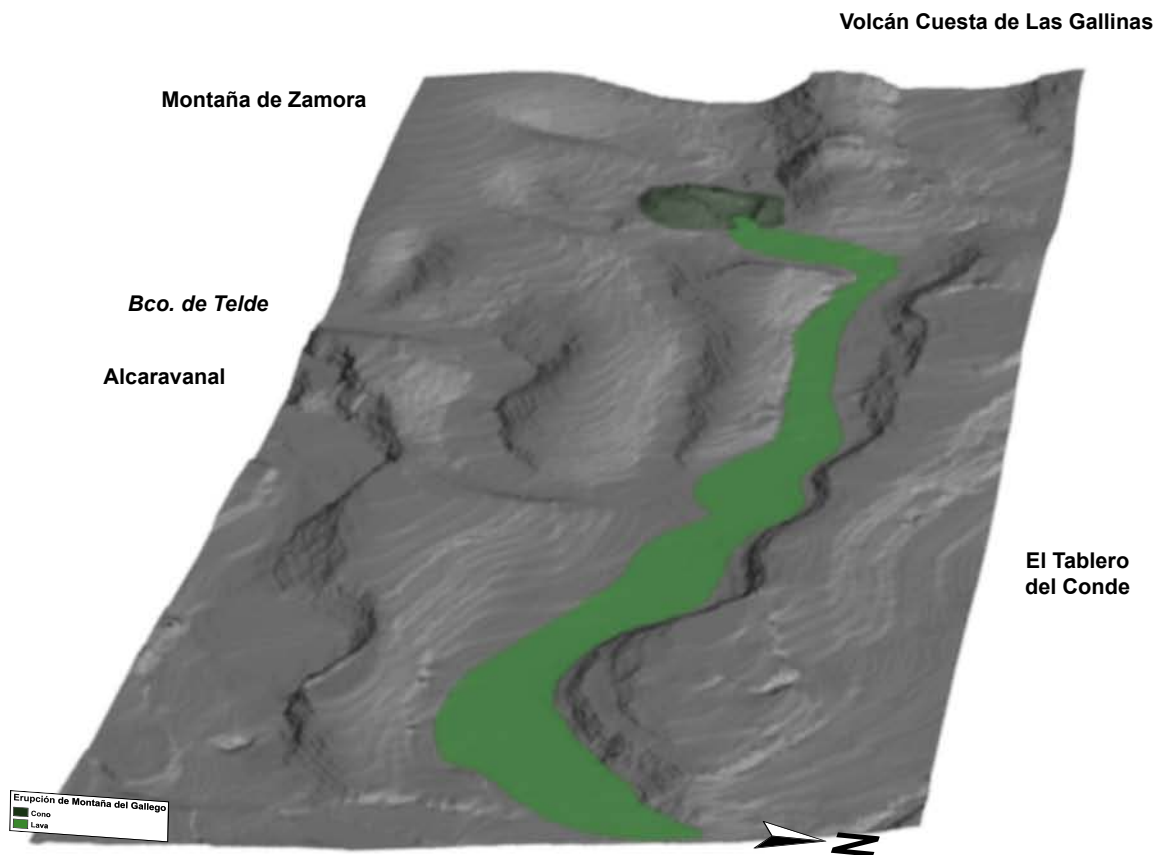


Figura 5.118: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción de Montaña del Gallego.

5.21. ERUPCIÓN DE EL LENTISCAL

El edificio volcánico de la erupción El Lentiscal se localiza en una divisoria conocida como Monte Coello, la cual se constituye en la vertiente que intersecta con el Barranco de Guinguada, dejando al NE los Llanos de María Rivera y al Sur el Monte Lentiscal (Municipio de Santa Brígida).

La erupción originó un cono con un cráter sumital en herradura, muy desventrado, abierto hacia el N a favor de la pendiente. El cono volcánico presenta una estructura interna escoriácea bien definida, con emplastes y escorias soldadas de diversa granulometría, con estratos muy inclinados hacia el interior del cráter y con superficies lisas mostrando rasgos fluidales (Fig. 5.119). Sin embargo, en los flancos exteriores del edificio los estratos se inclinan a favor de la pendiente predominante en el momento de construcción del mismo, siendo más inclinados los estratos que se asientan sobre la ladera que los que se localizan en la divisoria o fondo de barranco. Muy próximos al salidero y en el borde del cráter se observan bombas volcánicas en corteza de pan. En el interior del cráter se identifican unos estratos de material lávico perpendicular al eje de abertura e inclinados hacia el Sur, indicando el asentamiento de un conoquete de explosión en la última fase de la erupción. El flanco NE del edificio al inundar el fondo de barranco, condicionó primero la acumulación de sedimentos perfectamente estratificados y con granulometría muy homogénea, para posteriormente ser diseccionados junto con el flanco del cono por acción de erosión hídrica. Por la morfología que presenta el cono, se trata de un volcán de tipo estromboliano, con fases de diferente explosividad.



Figura 5.119: Vista general del interior del cráter (línea discontinua) indicando los planos de inclinación de los estratos. Obsérvese la colada inundando el Barranco de Guinguada y formando terrazas.

La colada de lava emerge desde el interior del cráter siendo encauzada directamente por el Barranco de Guinguada formando terrazas y con potencias importantes que van disminuyendo hasta el frente de colada. A lo largo de toda la superficie lávica arrastra numerosos bloques erráticos de restos del cono, de hasta 10 m. La colada adquiere una morfología escoriácea a techo, siendo cada vez más masiva hacia el interior, con una estructura de disyunción prismática con alternancia de morfologías en bolos. Los efectos erosivos actúan principalmente en los ejes laterales de la colada, afectando principalmente a las zonas escoriáceas menos compactas. Existe más erosión en el lado E que en el O, originado por la naturaleza de los materiales del sustrato que en ese lado E son depósitos aluviales y coluviales, fácilmente erosionables y, por ello, la colada de lava queda frecuentemente colgada (hasta 4 m) respecto al cauce actual (Fig. 5.120). En cambio en el lado O, la colada fluye sobre materiales lávicos antiguos por lo que la erosión es menos activa. En ese borde se observa como el cauce del barranco se desvia hacia el interior de la colada, favorecido también por el aumento de la pendiente hasta conectar con el borde E de la lava, lo que va a facilitar la caída de bloques de la colada.



Figura 5.120: Vista en detalle del contacto de la colada de lava con el relieve previo al cual se adapta. En su superficie se observa un bloque errático.

Los piroclastos de dispersión horizontal cubren un área en dirección S, a favor de los vientos dominantes en el momento de la erupción, en este caso los vientos Alisios. Los piroclastos presentan diversas morfologías y tamaños, aunque principalmente predominan los de tamaño lapilli. Estos materiales se encuentran imbricados con los depósitos piroclásticos de la erupción de Bandama, estableciendo un límite distal inferido y no pudiéndose establecer un claro control estratigráfico para esta erupción.

Las figuras 5.121 y 5.122 muestran la cartografía geológica detallada de las diferentes unidades volcánicas que componen esta erupción de El Lentiscal, en formato bloque 3D y mapa, respectivamente.

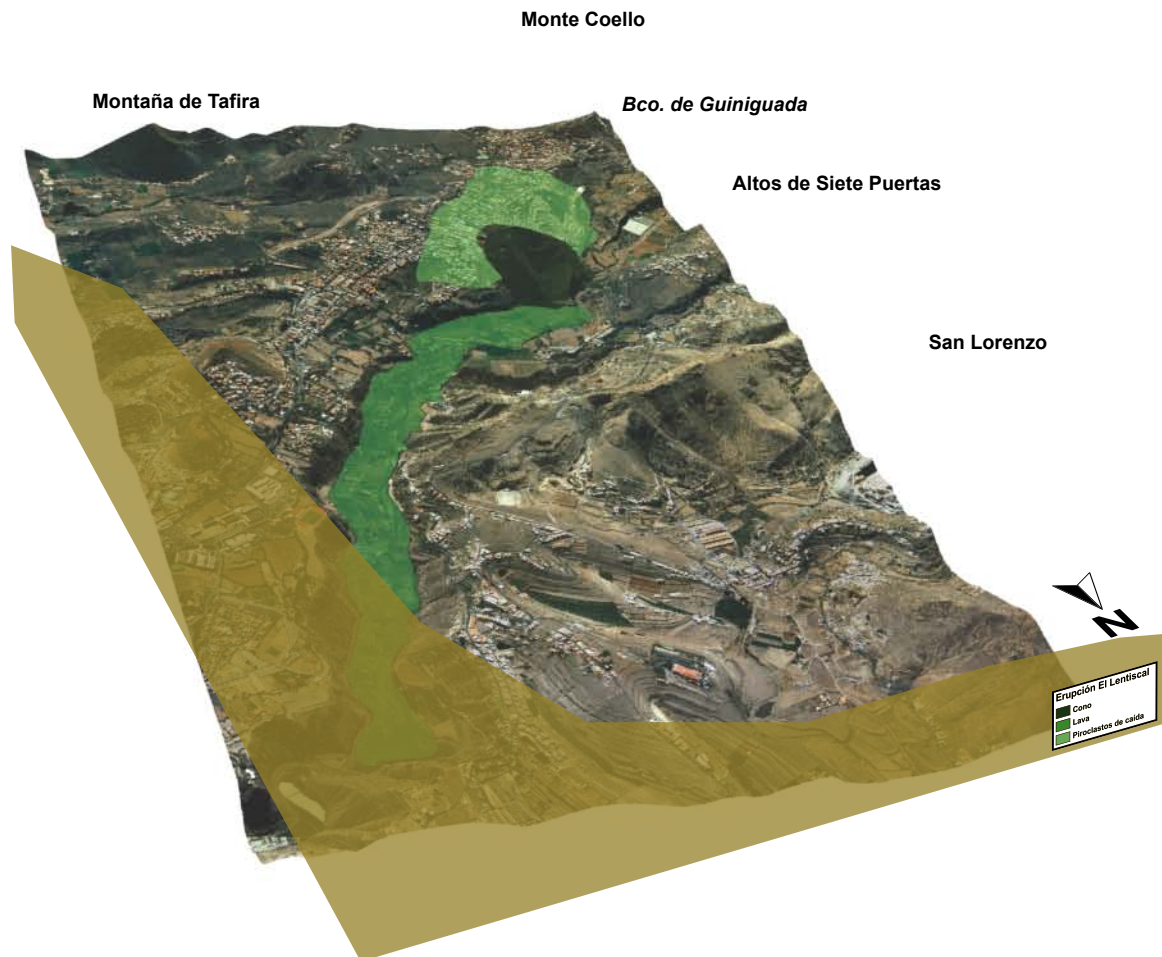


Figura 5.121: Vista en 3D desde el NNE de la erupción de El Lentiscal.

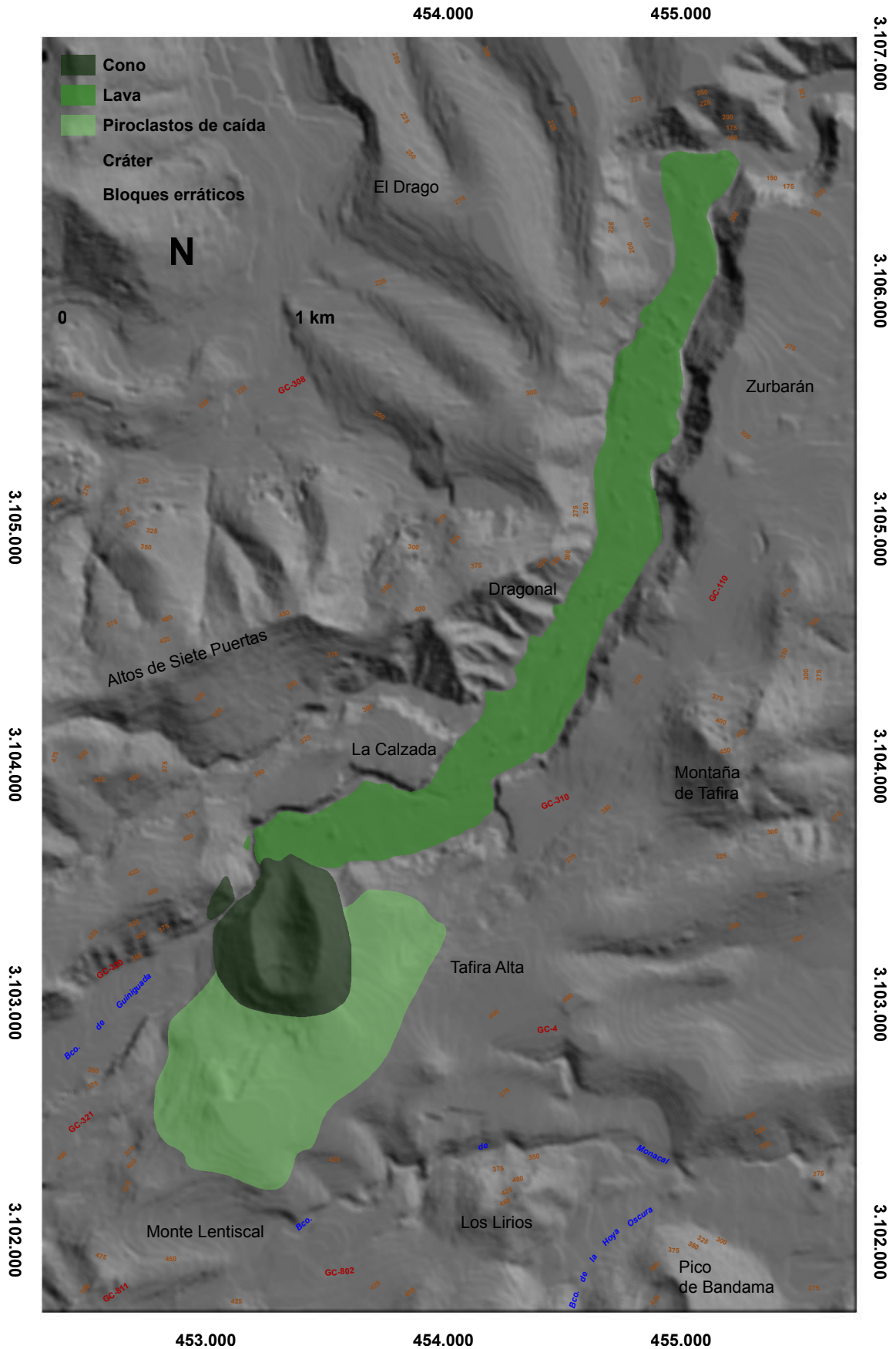


Figura 5.122: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de El Lentscal.

La morfología general previa a la erupción de El Lentiscal (Fig. 5.123) se presenta muy distinta a la actual, con un fondo de barranco en artesa en el que se acumulaba una importante secuencia sedimentaria. La zona donde emerge el edificio presenta una ladera de pendientes moderadas hasta el fondo del barranco.

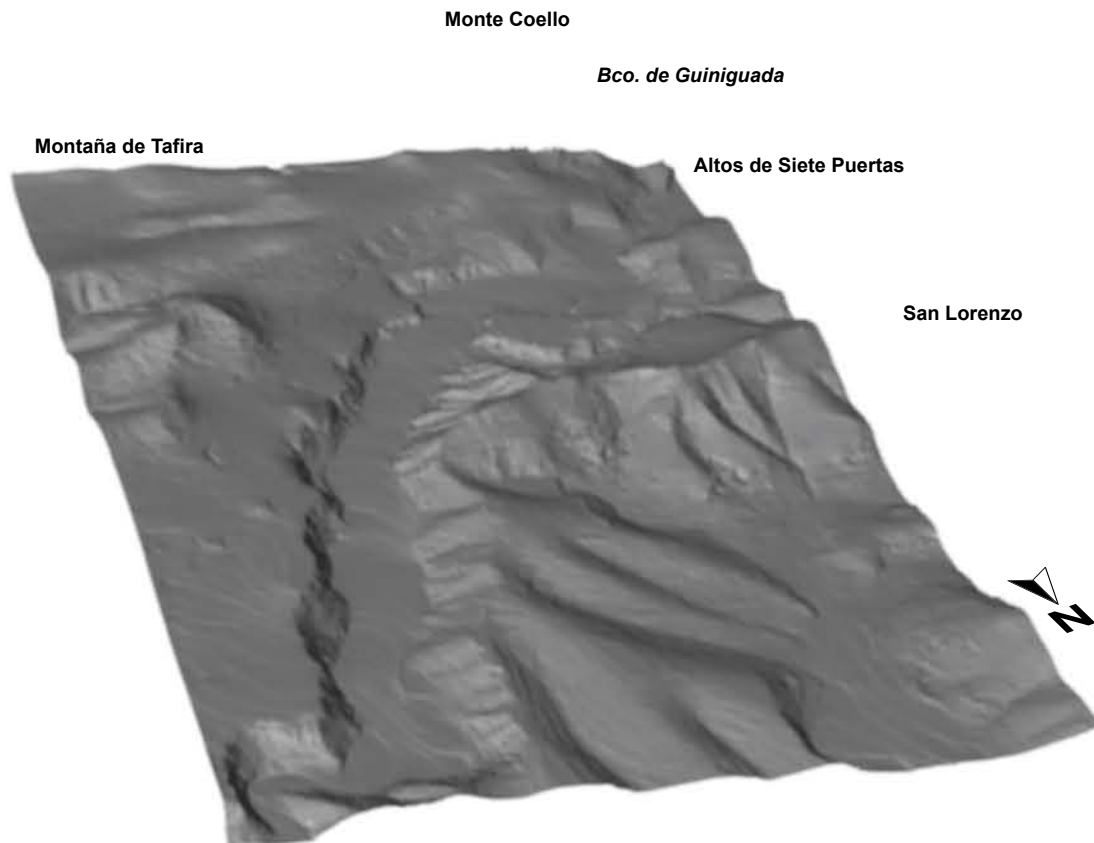


Figura 5.123: Vista en 3D desde el NNE del relieve pre-erupción de El Lentiscal. Obsérvese el barranco con un fondo plano y forma en artesa, con vertientes de pendiente moderada.

Respecto a la morfología que se origina después de la erupción (Fig. 5.124) se observa como parte del edificio obstruye un tramo del barranco de Guiniguada y la lava, formando terrazas, inunda completamente el cauce hasta el frente de colada.

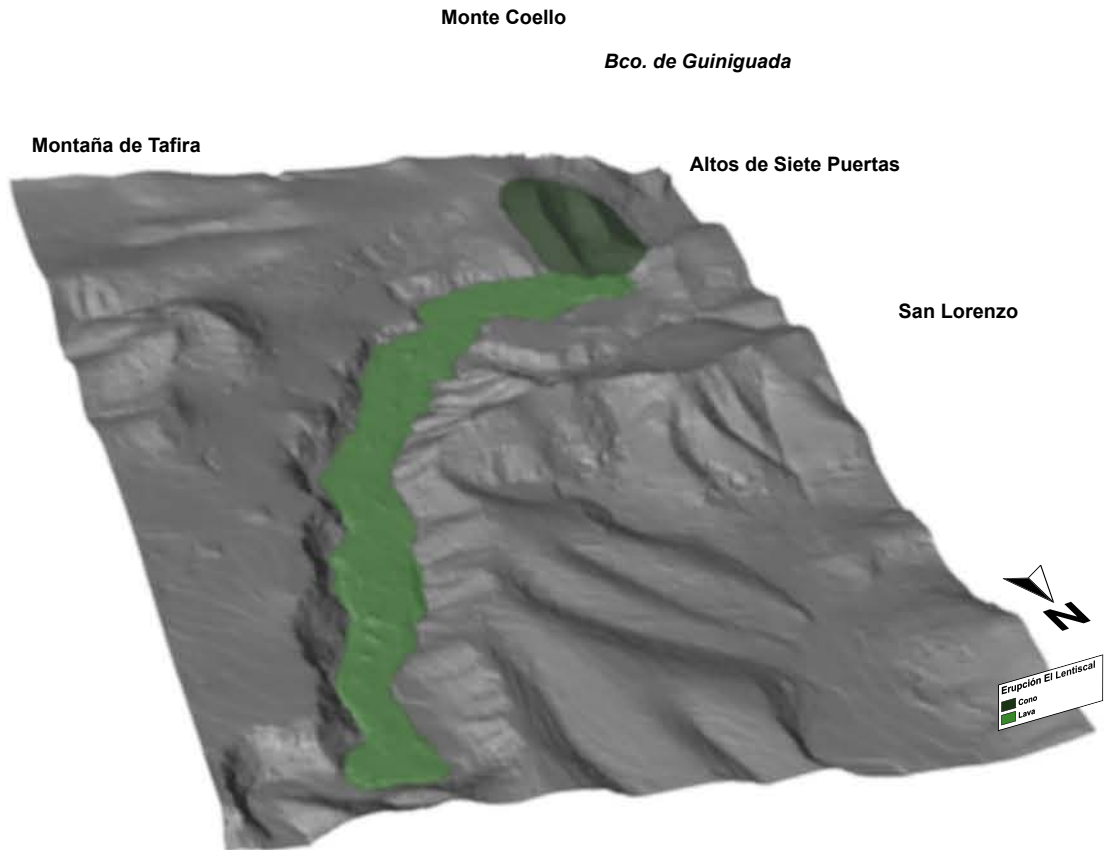


Figura 5.124: Vista en 3D desde el NNE del relieve post-erupción de El Lentiscal. Se observa como la colada inunda completamente el fondo del barranco y el flanco NO del cono obstruye su cauce aguas arriba.

5.22. ERUPCIÓN DE DORAMAS

La erupción de Doramas se localiza en la ladera E de la Montaña del mismo nombre que intersecta un barranco tributario del Barranco de Azuaje, dejando en la otra vertiente de este barranco hacia el E, el Lomo Negro y al Sur una cabecera conocida como El Chupadero (Municipio de Moya).

En esta erupción no se desarrolló ningún cono volcánico y la lava emerge directamente a partir de una fractura o fisura (Fig. 5.125). Esta fisura ha permitido la salida del flujo de lava, que tuvo que ser de baja viscosidad por la distancia que recorre, influida también por la pendiente del relieve previo. En el salidero de lava se forman y apilan varias lenguas muy delgadas entre aglutinados y escorias, manteniendo esta morfología hasta canalizarse por el barranco, donde muestra una superficie lisa (efectos de la erosión hídrica), sin escorias y con una estructura de disyunción prismática. La potencia que presenta a lo largo de todo su recorrido es muy delgada.



Figura 5.125: Foto general donde se observa la acumulación de aglutinados y escorias próxima al salidero.

Los efectos erosivos actúan principalmente en la superficie de la colada, pero sin llegar a diseccionarla hasta alcanzar el sustrato. Sin embargo, en los cambios fuertes de pendiente la lava se destruttura dejando al descubierto el paleorelieve. Al fluir por un barranco en V muy encajado y estrecho, hay sectores, sobre todo

en donde la morfología del cauce presenta tramos en zig-zag, donde la colada remonta en las laderas para volver a canalizarse por el cauce (Fig 5.126).

En lo tramos que el cauce se ensancha, los efectos erosivos actúan directamente en los ejes laterales de la colada, quedando colgada respecto al cauce actual (hasta 2 m), alforando el sustrato formado por sedimentos aluviales



Figura 5.126: Vista en detalle del contacto de la colada adosada al relieve previo y se indican con flechas la dirección de remonte del flujo.

de diferente granulometría. En el último tramo de recorrido de la lava, donde la morfología del barranco adquiere una forma en artesa, con fondo plano y poca pendiente, la colada sigue manteniendo la morfología previa, adaptándose en todo momento a las zonas de mayor incisión, sin llegar a expandirse. En el frente de lava se observa como el barranco actual intenta recuperar el nivel de base erosionando el material aluvial sobre la que discurre la colada, originando la caída de bloques al fondo del barranco.

Esta erupción no presenta depósitos pirocásticos de dispersión horizontal debido al carácter efusivo. Asimismo, tampoco existe un control estratigráfico respecto a otras erupciones holocenas ya que es un centro de emisión aislado.

Las figuras 5.127 y 5.128 presentan la cartografía geológica detallada de los materiales de esta erupción de Doramas, tanto en formato de visión oblicua 3D como en formato mapa.

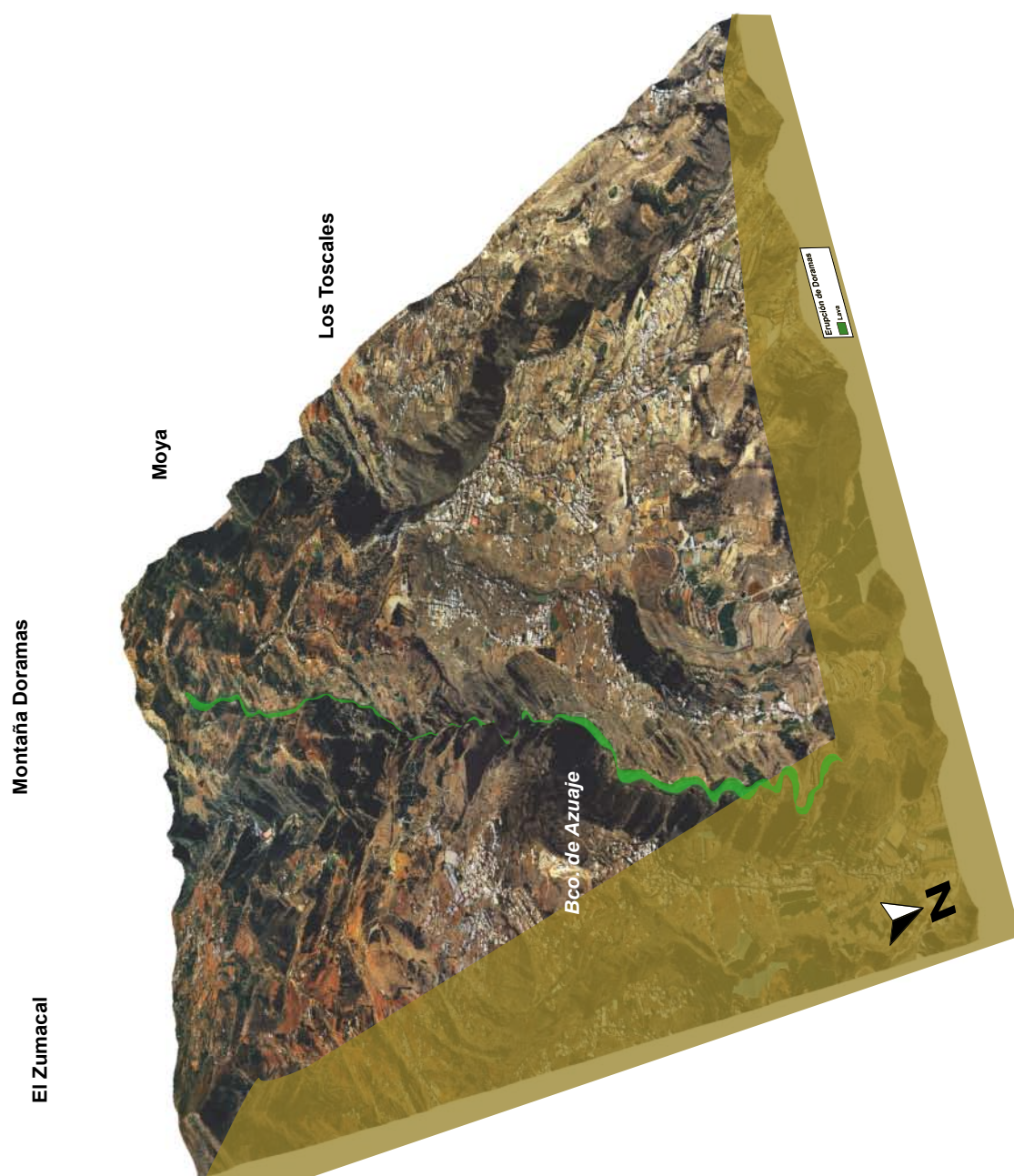


Figura 5.127: Vista en 3D desde el NNE de la erupción de Doramas.

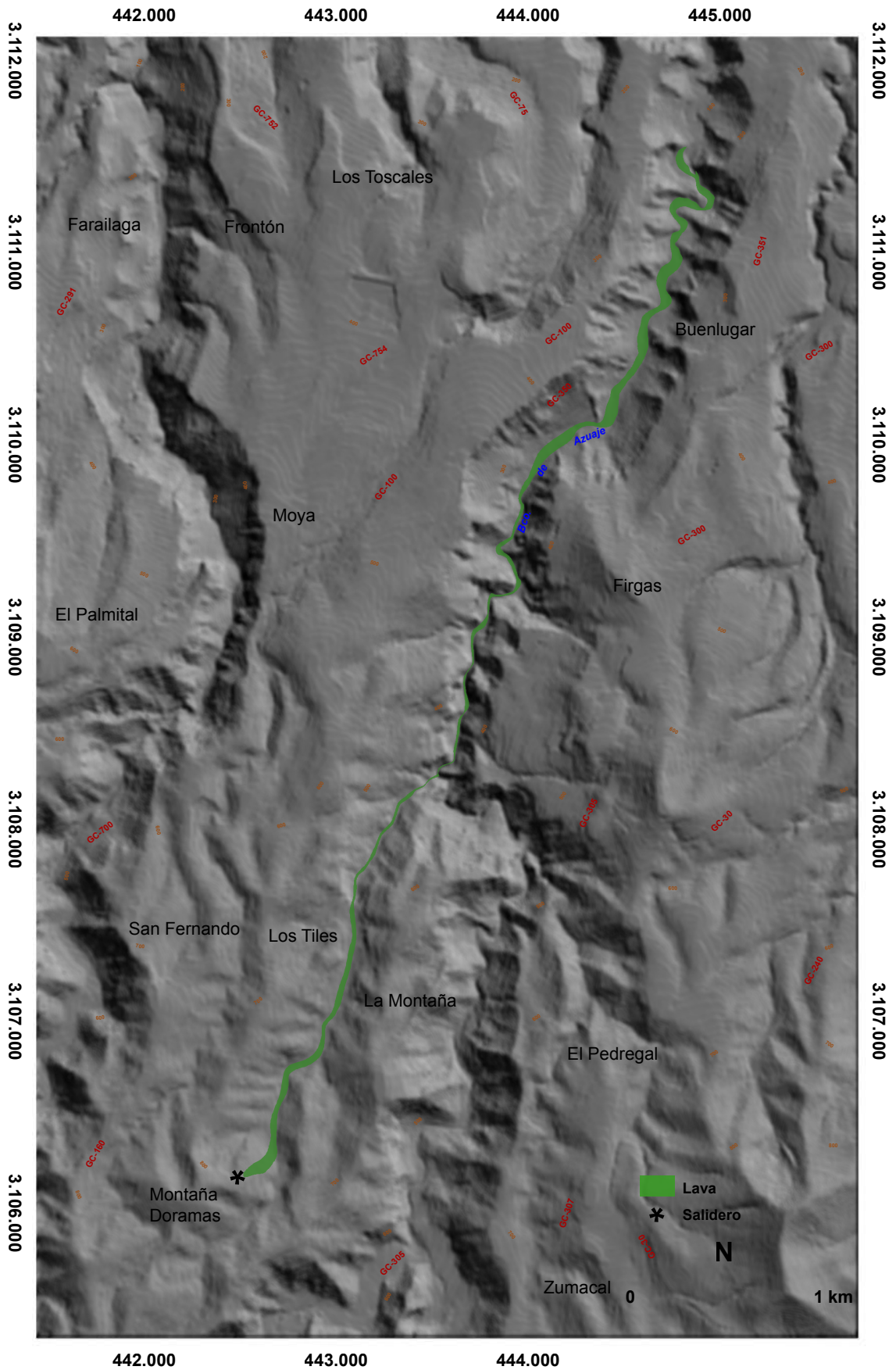


Figura 5.128: Mapa de la unidad volcánica cartografiada de la erupción Doramas.

La morfología general previa a la erupción de Doramas (Fig. 5.129) no se presenta muy distinta a la actual, caracterizadas por pendientes fuertes y laderas escarpadas, con un fondo de valle principalmente en V y muy encajado.

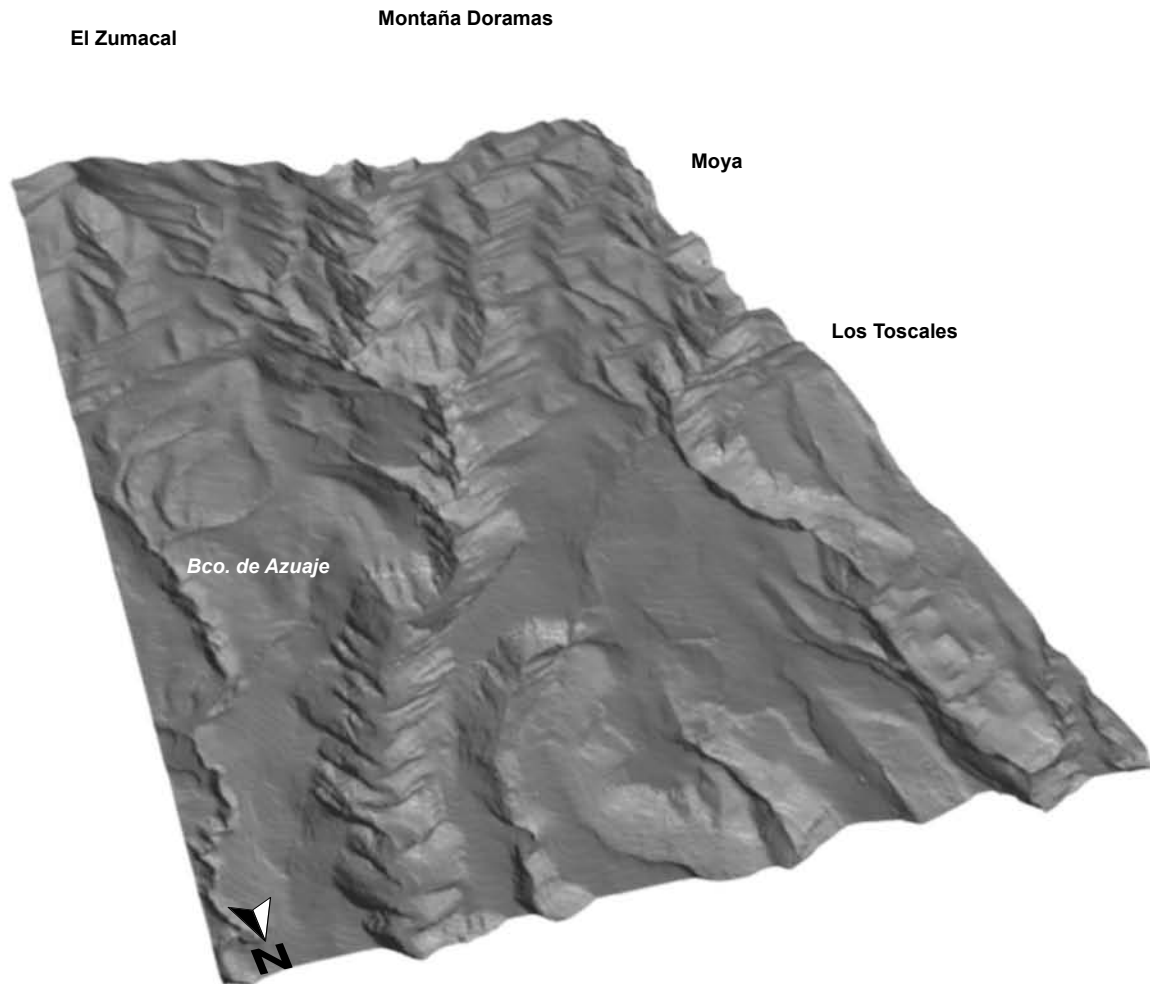


Figura 5.129: Vista en 3D desde el NNE del relieve pre-erupción de Doramas.

La morfología que presenta después de la erupción de Doramas (Fig. 5.130), cambia ligeramente sólo por la presencia de la colada de lava a fondo de barranco. Sobre todo en los sectores de mayor pendiente y con morfologías en V.

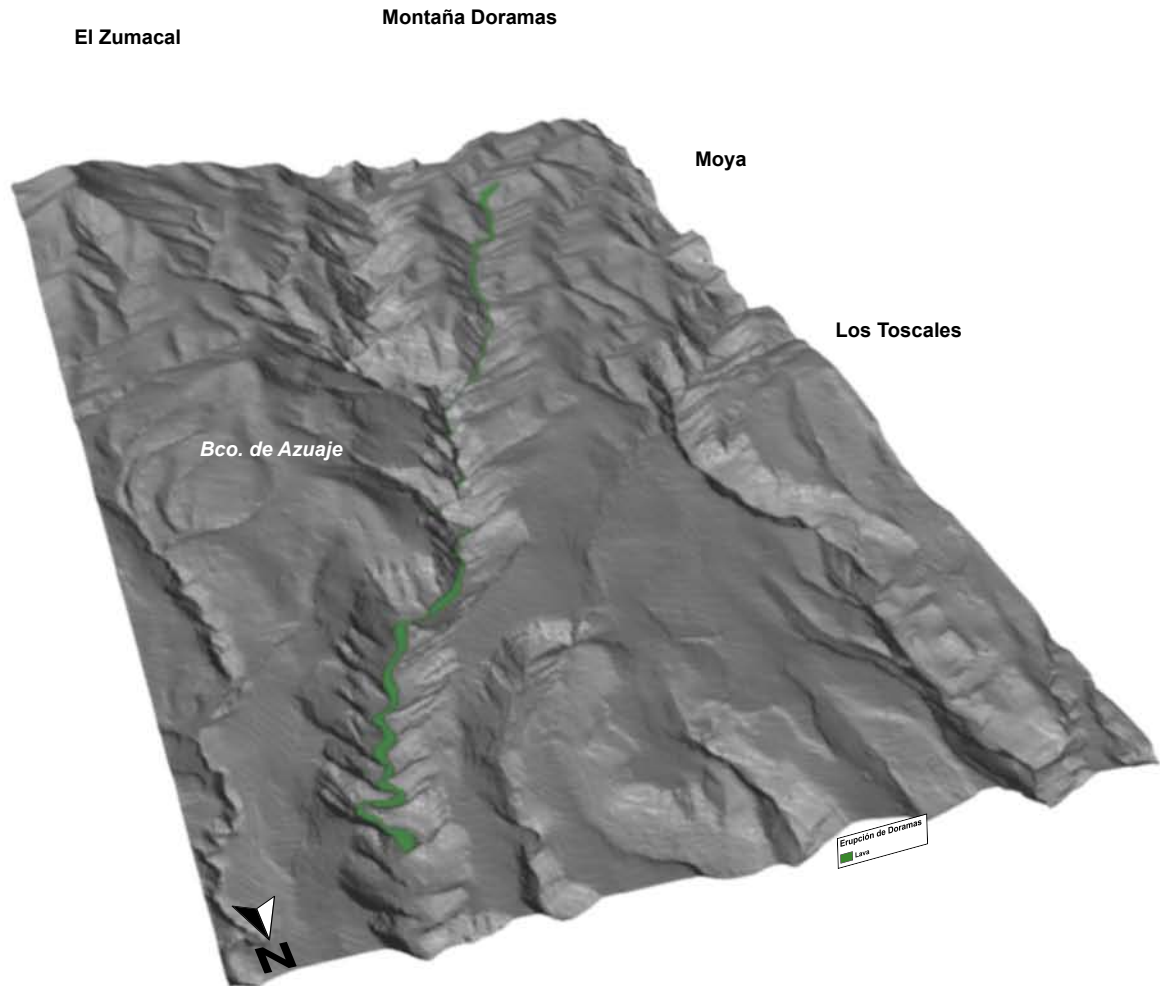


Figura 5.130: Vista en 3D desde el NNE del relieve post-erupción de Doramas.

5.23. ERUPCIÓN DE EL GARAÑÓN

El edificio volcánico de la erupción de El Garañón se localiza en una cabecera conocida con el mismo nombre, que delimita al NE con la Montaña del Pleito y al Sur con el Risco del Camello (Municipio de Telde).

La erupción desarrolló un cono de pequeña envergadura con un cráter en herradura abierto hacia el NE a favor de la pendiente, asimétrico, desventrado ligeramente en la parte central. La estructura interna del edificio volcánico muestra una secuencia estratigráfica que revela una transición gradual de una fase eruptiva efusiva a otra más explosiva, lo cual muestra secuencias que parecen tener una mayor participación de interacción agua/magma. Los materiales escoriáceos que lo conforman presentan un bajo grado de soldadura, inclinados en todo momento hacia el interior del cráter. Al estar localizado en zonas de cumbres, en los flancos del edificio y en el interior del cráter se desarrolla abundante vegetación, principalmente pinar. También se observan cárcavas originadas por la escorrentía de las aguas superficiales. Por último, parte del cono ha desaparecido por la extracción de áridos para la construcción de vías y viviendas, por lo que se ha tenido que recurrir a la cartografía histórica para su reconstrucción. Por la morfología que presenta el edificio volcánico, se trata de una erupción de tipo freato-estromboliana, con una fase terminal más explosiva (Fig. 5. 131).



Figura 5.131: Vista en detalle de una sección del cono donde se observa los episodios eruptivos desde menos explosivo, con los niveles de escorias soladas en la base, hasta más explosivo formando niveles piroclásticos de tamaño lapilli principalmente.

Las lavas que emergen desde el interior del cráter se encauzan por el barranco tributario que intersecta con el Barranco de Los Cernícalos, adquiriendo morfologías de canal (levées) y forma abovedada en su interior asociado a un tubo que se forma a lo largo del recorrido. En algunos sectores forma terrazas con superficies muy escoriáceas condicionado por las fuertes pendientes por donde fluye. En otras secciones, el techo del tubo ha colapsado dejando al descubierto el interior del canal, caracterizado por presentar superficies lisas y redondeadas (Fig. 5.132). La estructura interna de la colada presenta una disyunción prismática, con alternancia en bolos que progresivamente van generando la típica alteración en cáscara de cebolla. La erosión principalmente actúa en los ejes laterales de la colada, quedando colgada respecto al fondo del cauce actual. Sin embargo, en muchos tramos, el barranco aprovecha el colapso del techo de la colada de lava para encauzarse en su interior, sin que aún la haya podido diseccionar.



Figura 5.132: Vista general de la colada formando un tubo, donde parte de la estructura ha colapsado mostrando el interior del flujo.

Próximo al salidero de este flujo, siguiendo el barranco aguas arriba, se observa otra colada de lava de corto recorrido y poco espesor, que no llega a fusionar con este flujo. Esta nueva lava emerge directamente de una fisura donde se observa una acumulación de material escoriáceo formando un espigón de lava. Al localizarse en una vertiente alomada al NO del cono principal, esta emisión de lavas presenta varias direcciones, aunque principalmente fluye a favor de la pendiente, en dirección al barranco tributario por donde se canaliza el flujo principal.

Los piroclastos de dispersión horizontal cubren un área reducida en dirección SO, a favor de los vientos dominantes en el momento de la erupción. Los piroclastos presentan diversas morfologías y tamaños, aunque principalmente predominan los de tamaño lapilli. Para esta erupción no existe un control estratigráfico respecto a otras erupciones holocenas ya que la misma surge aislada.

En las figuras 5.133 y 5.134 se presentan las diferentes unidades volcánicas que componen esta erupción, mediante bloque 3D y mapa, respectivamente.

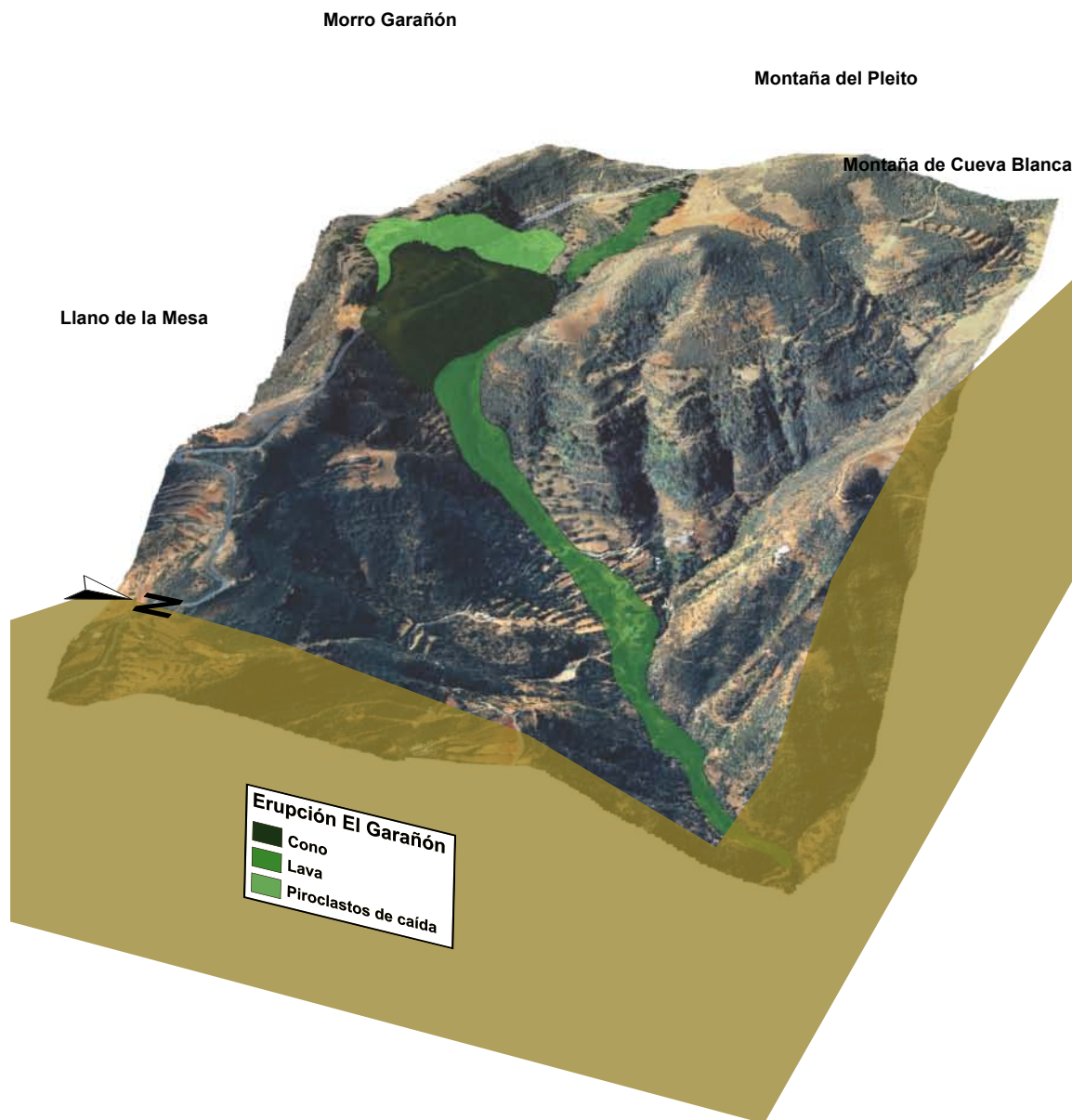


Figura 5.133: Vista en 3D desde el NE de la erupción de El Garañón.

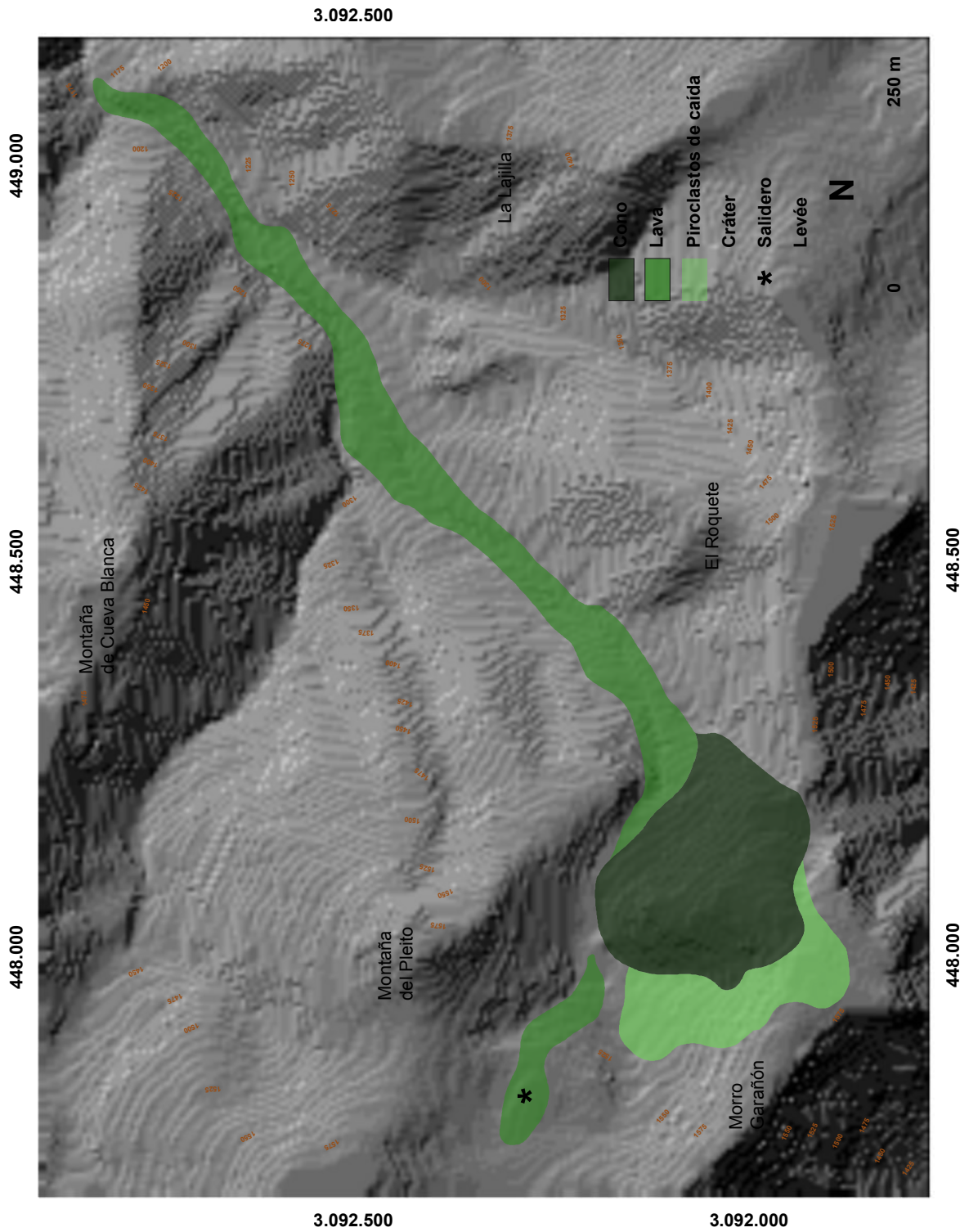


Figura 5.134: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de El Garañón.

La morfología previa a la erupción de El Garañón (Fig. 5.135) presenta una divisoria de fuertes pendientes, diseccionada por barranqueras, no muy diferente a la actual. Presenta barrancos con morfologías en V, estrechos y de pendientes acusadas.

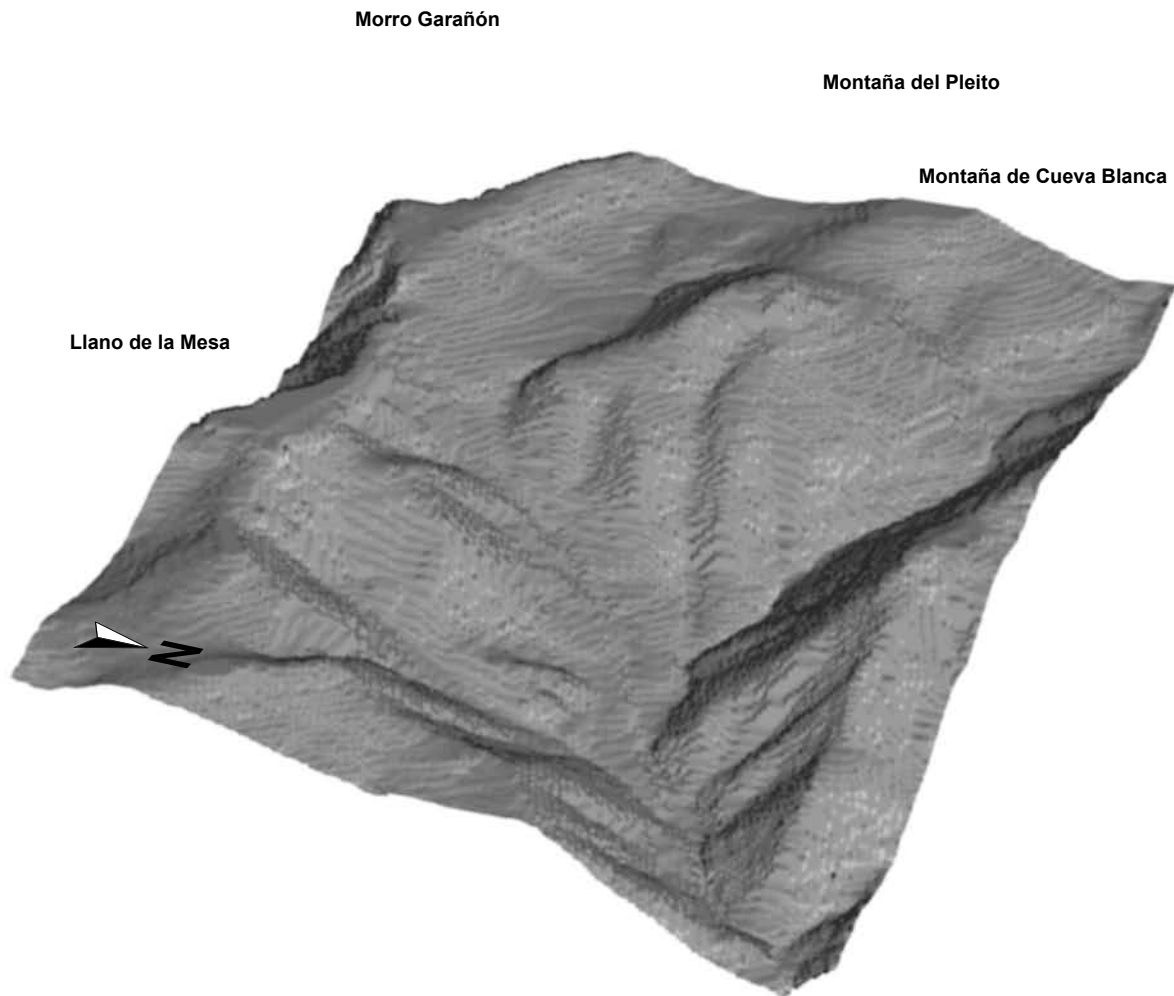


Figura 5.135: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción de El Garañón.

Una vez ocurre la erupción, la morfología cambia ligeramente (Fig. 5.136). El cono volcánico se construye en una cabecera de barranco y las coladas que emergen directamente desde su cráter inundan completamente el fondo del valle. La morfología del cono ha podido reconstruirse gracias a la cartografía histórica.

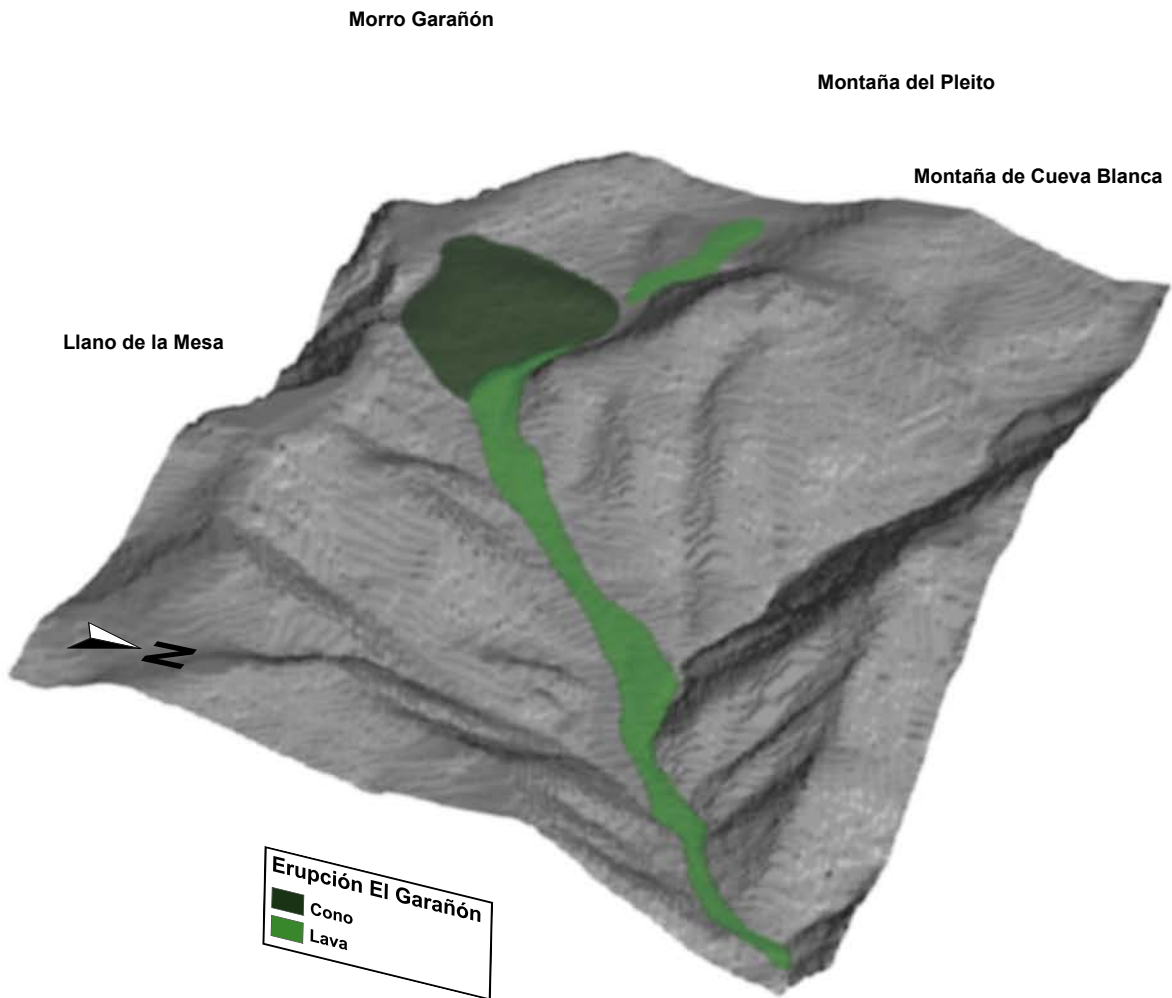


Figura 5.136: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción de El Garañón.

5.24. ERUPCIÓN DE BANDAMA

La erupción de Bandama se desarrolla en una divisoria conocida como el Lomo de la Atalaya, entre la Montaña de los Lirios al NE y el Lomo del Seminario al SE (Municipio de Santa Brígida). Esta erupción se caracteriza por tener dos centros eruptivos de diferentes morfologías y envergaduras, ocasionados por los cambios ocurridos durante las fases eruptivas, que son el Pico de Bandama y la Caldera de Bandama. Estos centros de emisión siguen una alineación NNO-SSE.

El Pico de Bandama, con una morfología cónica, se adosa a la vertiente N del Lomo de la Atalaya, que intersecta con el fondo del valle de Los Hoyos. Presenta un cráter en forma de herradura desde la ladera media, simétrico, desventrado a favor de la pendiente hacia el NNO (Fig. 5.137). La estructura interna del edificio se construye principalmente de material piroclástico de tamaño lapilli, como también escorias volcánicas que se acumularon alrededor del centro emisor, presentando en los bordes del cráter escorias y emplastes soldados. En el flanco S quedan al descubierto unos estratos de oleadas piroclásticas intercaladas entre las capas de lapilli, lo que indica mecanismos explosivos freatomagmáticos. Por la morfología que presenta el edificio volcánico, así como por sus materiales, puede caracterizarse como de tipo freato-estromboliano.



Figura 5.137: Vista general desde el N del Pico de Bandama, en la que se observa la morfología del edificio, así como la apertura del cráter a favor de la pendiente (imagen de Google Earth, 2009).

Las emisiones de lavas del Pico de Bandama se producen tanto desde la base del cono como desde el interior del cráter, donde se observa un lago lávico que posteriormente es desventrado por el torrente de lava que discurre por el barranco conocido como el barranquillo de Dios. Estas lavas forman terrazas con potencias importantes que van disminuyendo hasta el frente del flujo. Presentan morfologías escoriáceas en la superficie, con una estructura interna en disyunción prismática, además de túmulos de desgasificación y bloques erráticos que son transportados por la colada, los cuales se asocian a la apertura del cráter del que fueron arrancados. Los efectos erosivos actúan principalmente en los ejes laterales de la colada de lava, dejando en varios sectores la lava colgada respecto al cauce actual (hasta 3 m). Asimismo, están muy presente los efectos antropogénicos en varios sectores de la colada, tanto en los bordes como en la superficie, por la construcción de viviendas y carreteras (Fig. 5.138).



Figura 5.138: Vista general del contacto del borde de la colada con el sustrato (línea discontinua) quedando colgada respecto al cauce actual. Observese la actividad antrópica sobre la superficie de la colada.

Los piroclastos de dispersión horizontal se extiende alrededor del centro de emisión y se imbrican con los de la erupción de El Lentiscal al N-NO. La mayor extensión la alcanzan hacia el S y SE, lo que indica un predominio de los vientos alisios de componente NNO. Las bombas volcánicas son poco frecuentes, adquiriendo diversas morfologías, principalmente en coliflor.

La Caldera de Bandama, adosada al Pico de Bandama en el flanco S, se caracteriza por presentar una fuerte depresión con planta elíptica originada por un colapso gravitacional de su interior (Fig. 5.139). Las paredes interiores de la depresión, en la que se observan tanto los materiales del sustrato como los propios de la Caldera, son muy escarpadas y solo se suavizan en el fondo por la acumulación de material generando taludes. La estructura interna de los depósitos que configuran este edificio son capas de piroclastos proximales de caída, con escorias soldadas y alguna bomba volcánica intercalada entre los estratos. Asimismo, también presenta gran cantidad de estratos compuestos por oleadas piroclásticas, algunas coladas piroclásticas y abundantes brechas con fragmentos líticos de diversos tamaños, lo que indica una interacción agua/magma de manera intermitente.



Figura 5.139: Vista general desde el SSE de la Caldera de Bandama, la cual presenta una morfología elíptica y con paredes escarpadas en su interior. Al fondo de la imagen se observa el flanco S del Pico de Bandama (imagen de Google Earth, 2009).

En la pared NE y directamente sobre el sustrato, se observa una colada de lava de poco espesor y recorrido, con una disyunción columnar, lo que indica que en los primeros momentos de la erupción, pudo desarrollarse un edificio estromboliano pre-caldera (Fig 5.140). Los efectos erosivos que actúan sobre esta lava son, principalmente, caída de bloques al localizarse al borde del escarpe interior de la Caldera.



Figura 5.140: Vista general desde el O del interior de la caldera, en donde se observa el retazo de colada de lava sobre el sustrato con morfología lenticular adaptada a una pequeña vaguada previa (foto detalle).

Los pulsos freatomagmáticos originaron flujos piroclásticos (coladas y oleadas). Esta diferente tipología de los flujos, junto a la morfología propia de la formación de la Caldera, son los condicionantes principales de sus diferentes distribuciones, siendo capaces los más diluidos (oleadas o *surges*) de remontar numerosos obstáculos topográficos, pudiendo alcanzar grandes distancias hasta las proximidades del aeropuerto. Otros depósitos singulares se localizan a fondo del Barranco de las Goteras y se construyeron con el aporte de coladas y oleadas piroclásticas, piroclastos de caída y sedimentos aluviales, todos ellos removilizados y sedimentados posteriormente por las aguas pluviales.

Los diferentes depósitos piroclásticos de Bandama, principalmente los *surges*, se localizan sobre la mayoría de los volcanes holocenos existentes en esta área de la isla (El Lentiscal, Montaña Pelada, Montaña Pelada II, Sima Jinámar, El Hoyo, Santidad y El Melosal). Este hecho pone de manifiesto que la erupción de Bandama es la más reciente de las holocenas, lo que ha sido corroborado mediante datación por ^{14}C (ver capítulo 6). Descripciones detalladas de los diferentes depósitos que componen este complejo volcánico de Bandama se encuentran en Hansen y Pérez Torrado (2008a) y Hansen *et al.* (2008b).

Las figuras 5.141 y 5.142 muestran la cartografía de las diferentes unidades volcánicas consideradas, excluyendo los depósitos de flujo que no han sido objeto de estudio en esta Tesis Doctoral. Se presentan en visión oblicua 3D y como mapa, respectivamente.

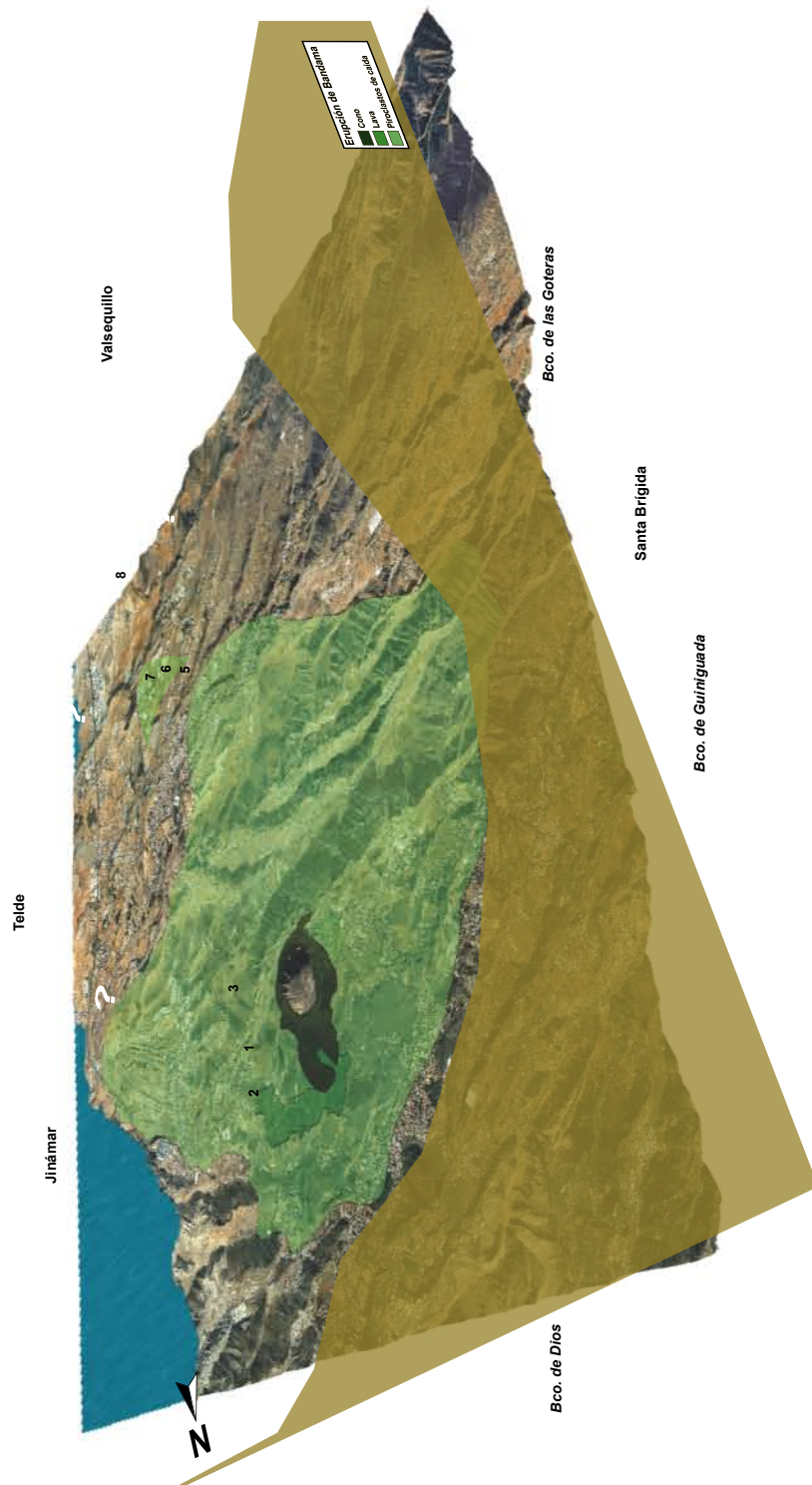


Figura 5.141: Vista en 3D desde el NO de la erupción de Bandama. Se marcan los puntos donde se observan relaciones estratigráficas entre los depósitos piroclásticos de esta erupción y los volcanes holocenos vecinos: (1) Sobre el flanco NE del cono de la erupción de Montaña Peladala (ver figura 5.79 B); (2) Sobre la colada de la erupción de Montaña Pelada II (ver figura 5.85B); (3) Sobre depósitos piroclásticos de la erupción de Sima Jinámar (ver figura 5.97B); (4) Sobre la colada de la erupción El Hoyo (ver figura 5.15B); (5, 6 y 7) sobre las tres coladas de la erupción de Santidad (ver figura 5.27B, C y D). (8) Sobre la colada de la erupción de El Melosal (ver figura 5.21C).

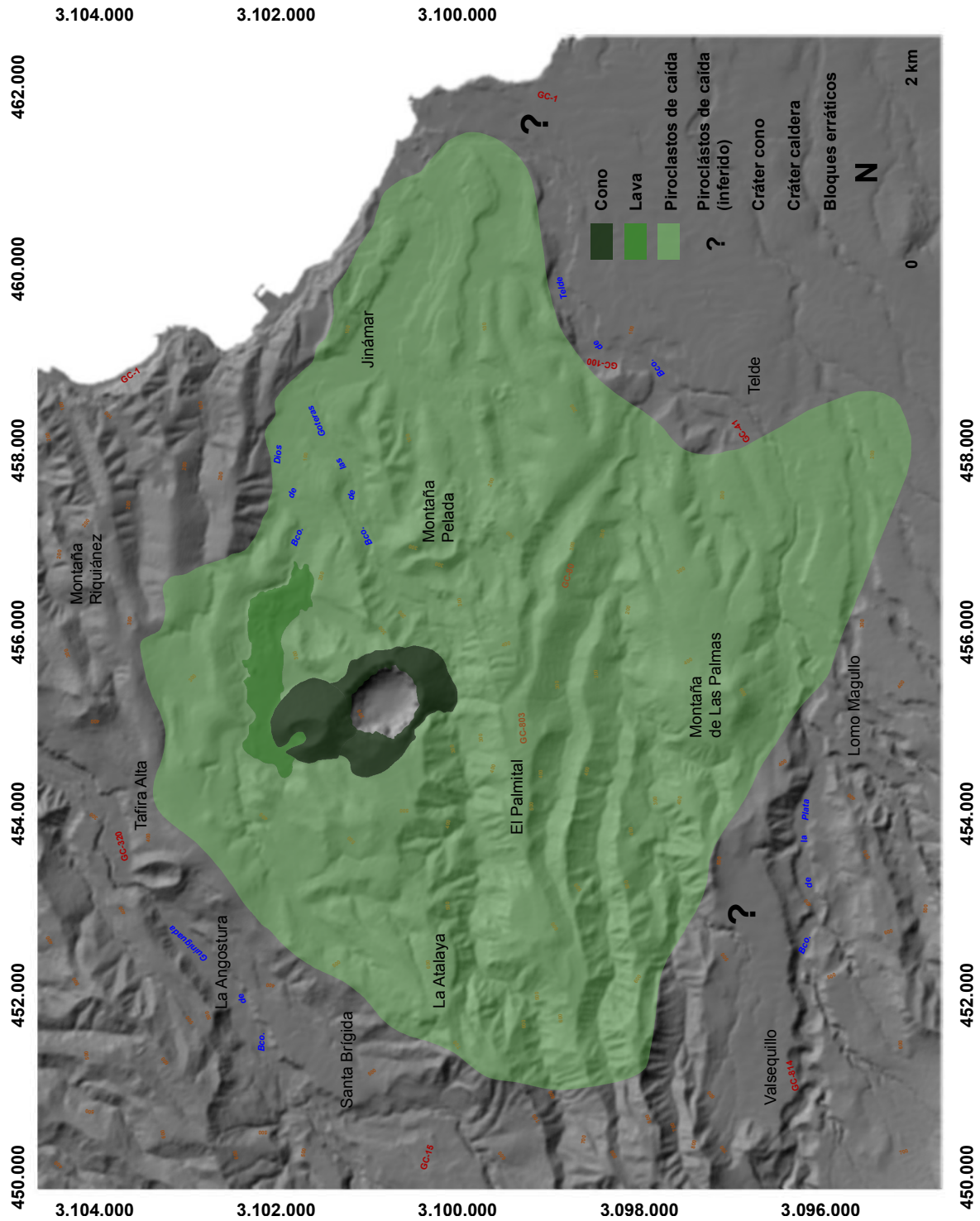


Figura 5.142: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas de la erupción de Bandama.

La morfología previa a la erupción de Bandama (Fig. 5.143) presenta una divisoria de pendientes suaves y con el barranco principal por donde fluye la lava en forma de artesa, con fondo plano, en el que tiene lugar una gran acumulación de aluviales de diversa granulometría. La figura muestra en detalle la zona afectada por los centros de emisión del Pico y la Caldera, así como el barranco previo por donde fluye la colada del Pico de Bandama, sin extenderse por las zonas que ocuparon los depósitos piroclásticos de caída.

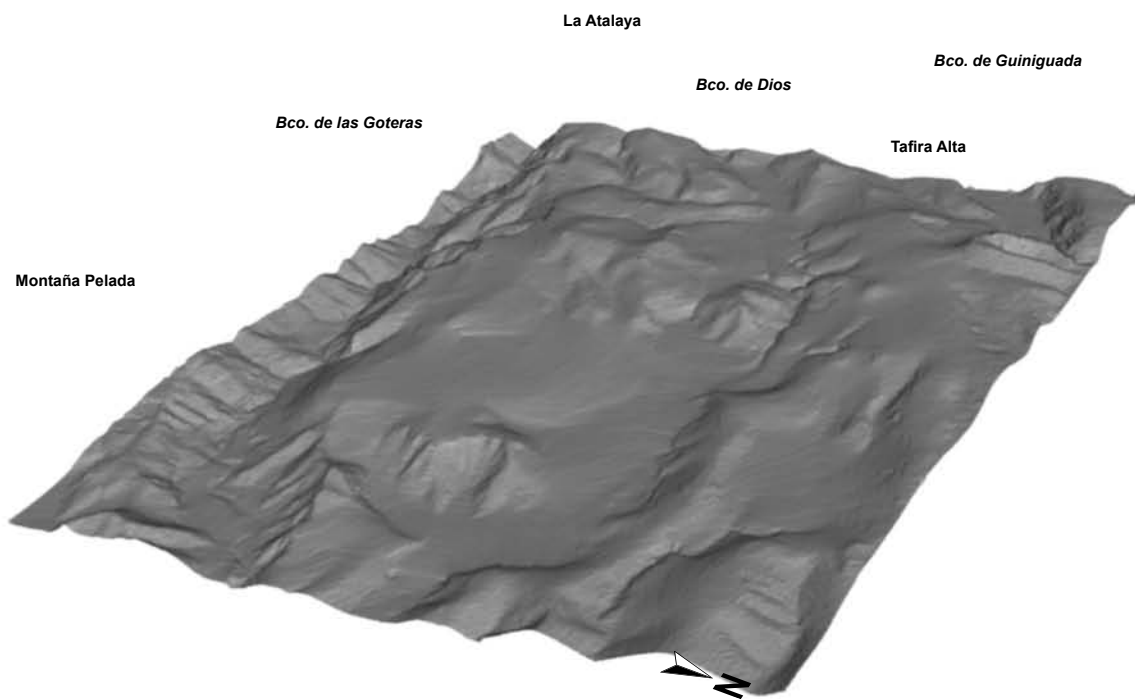


Figura 5.143: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción de Bandama.

En cuanto a la morfología final al acabar la erupción (Fig. 5.144), se observan numerosos cambios, tanto por la presencia del Pico de Bandama en la vertiente N del Lomo de La Atalaya, por el campo de lavas que inunda el barranco adquiriendo morfologías en terrazas y por la generación de la Caldera de Bandama que supone el rango morfológico más distintivo.

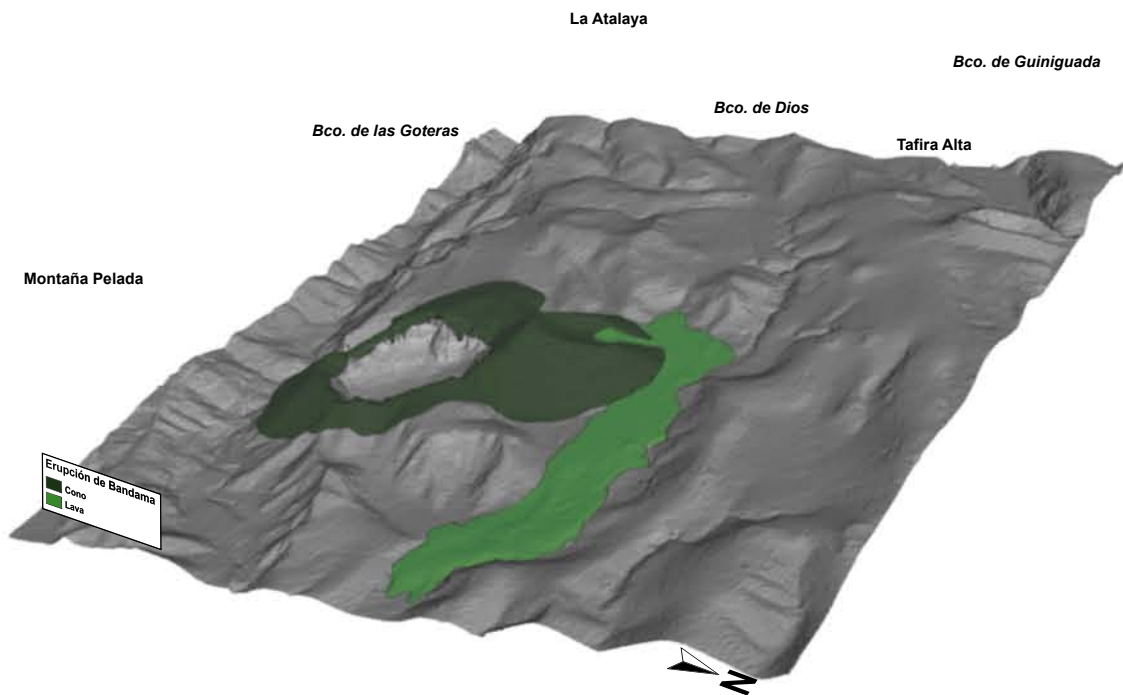


Figura 5.144: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción de Bandama.



Molde de tronco en la lava del cono de Fagajesto

CAPÍTULO 6

GEOCRONOLOGÍA

6.1. CRONOLOGÍA DEL CUATERNARIO

6.1.1. Límite Plio-Pleistoceno

El término Cuaternario fue introducido por Desnoyers (1829) para describir unos depósitos marinos más recientes que los considerados terciarios en la Cuenca del Sena. Posteriormente, Lyell (1839) introdujo los términos Pleistoceno y Holoceno como subdivisiones del mismo. Desde entonces se ha cuestionado mucho la entidad del Cuaternario, centrándose la discusión en si los procesos y depósitos cuaternarios son suficientemente característicos y representativos como para considerarlo un Sistema dentro de la Escala Cronoestratigráfica, claramente distinguible del Terciario, o si habría que incluirlo dentro del Neógeno. Las primeras definiciones de Cuaternario se realizaron en base a consideraciones climáticas y antropológicas, situándose su comienzo en 1,8-2,0 Ma. Desde estas primeras definiciones hasta el final de la primera mitad del siglo XX, la cronoestratigrafía del Plioceno y Cuaternario ha sido objeto de grandes controversias, tanto en lo referente a la terminología como en lo referente a la cronología.

En la actualidad, el gran avance experimentado en la estratigrafía isotópica a partir del análisis de la variación en el contenido de isótopos estables de oxígeno en sondeos oceánicos profundos y del hielo antártico, hace que este límite sea muy cuestionado, ya que los primeros indicios de un deterioro climático en el Hemisferio Norte se registran bastante antes, hace aproximadamente 2,6-3,0 Ma. (Vergrnaud Grazzini, 1984; Shackleton, 1989; Lourens y Hilgen, 1997; Suc *et al.*, 1997), razón por la que muchos autores proponen situar el límite dentro de este intervalo. Por todo ello, en las últimas décadas se ha visto la necesidad de establecer el límite Plioceno-Pleistoceno en base a criterios que puedan ser aplicados tanto a series marinas como continentales, y que posean validez independientemente de la latitud geográfica. Es por esta razón, por lo que se ha decidido utilizar como criterios fundamentales en primer lugar su posición dentro de la escala paleomagnética, dado que el paleomagnetismo presente en cualquier tipo de rocas o sedimentos es de las pocas, si no la única, característica que se puede considerar sincrónica y global; y en segundo lugar, su correlación con la escala isotópica realizada a partir de sondeos oceánicos profundos. No obstante, el problema derivado de las dataciones absolutas hace que la edad numérica de este límite también haya estado variando continuamente, por lo que lo más adecuado es utilizar como punto de referencia su situación dentro de la escala paleomagnética, o su correlación con un determinado estadio isotópico.

El límite oficial propuesto por el Working Group on the Pliocene-Pleistocene Boundary de la I.U.G.S. Commission on Stratigraphy, recalibrado más recientemente y aceptado por la Stratigraphic Commission de INQUA, establece una edad de 1,8 Ma para el límite inferior del Pleistoceno (Fig. 6.1).

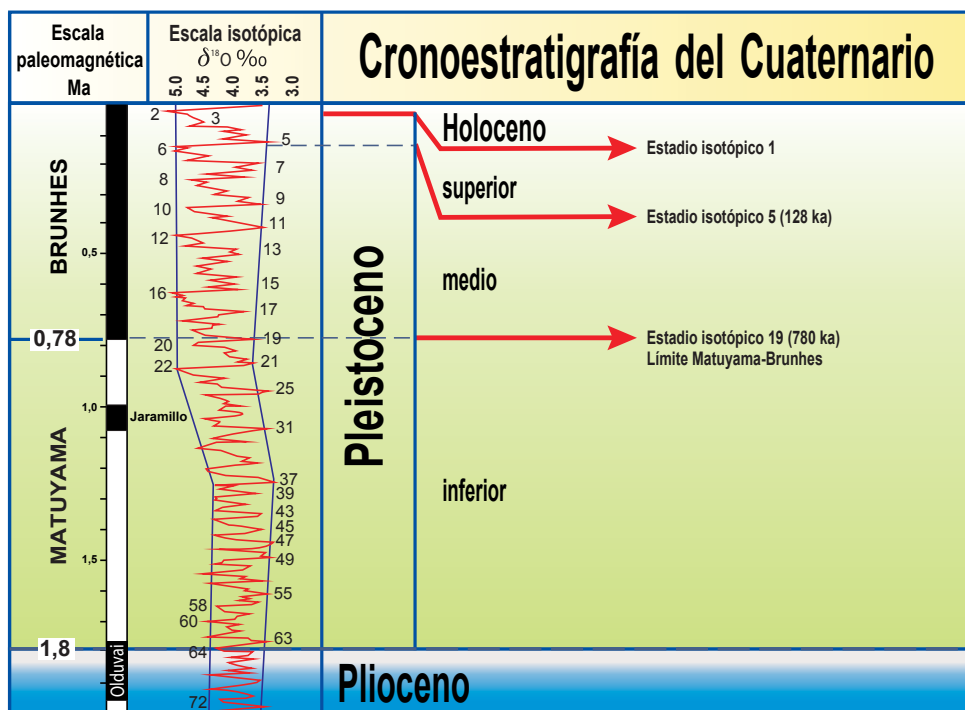


Figura 6.1: Cronología del Cuaternario (modificada de Bardají *et al.*, 2000).

Paleomagnéticamente, la base del Pleistoceno se sitúa ligeramente por debajo del techo del evento Olduvai (Hilgen, 1991; Zijderveld *et al.*, 1991; Lourens *et al.*, 1996), aceptándose la escala paleomagnética de Cande y Kent (1995).

6.1.2. El Pleistoceno

Las primeras escalas cronoestratigráficas del Cuaternario se realizaron en base a criterios paleoclimáticos, más concretamente en base a los testigos de las distintas fases glaciares del norte de Europa.

El Pleistoceno Inferior se caracteriza por la alternancia rápida de eventos climáticos extremos (episodios glaciares e interglaciares) en ciclos de unos 41.000 años de periodicidad hasta los 0,9 Ma. En este momento y haciéndose más significativo a partir de 0,6 Ma, esos eventos climáticos extremos se producen con una ciclicidad de 100.000 años. En estos nuevos ciclos y según el registro isotópico, hay un crecimiento lento y oscilatorio de los grandes mantos de hielo durante la mayor parte del ciclo, seguido de una rápida deglaciación de unos 10.000 años de duración. Las pequeñas oscilaciones de 41.000 y 23.000 años no desaparecen,

pero persisten como oscilaciones secundarias ampliamente ocultas bajo el nuevo ciclo de 100.000 años.

El inicio del Pleistoceno Medio se establece a los 780 Ka, coincidente con la inversión paleomagnética Matuyama-Brunhes y el estadio isotópico 19 (ver figura 6.1). Los registros polínicos y la escala isotópica revelan la misma ciclicidad de fases glaciares e interglaciares que se inició al final del Pleistoceno Inferior, es decir, en ciclos de unos 100.000 años. Concretamente hay seis fases de gran crecimiento del manto de hielo (estadios isotópicos 18, 16, 14, 12, 10 y 8) y seis fases de deglaciación (estadios isotópicos 17, 15, 13, 11, 9 y 7) (ver figura 6.1).

Oficialmente el inicio del Pleistoceno Superior se establece a los 128 Ka, coincidiendo con la base del estadio isotópico 5 (ver figura 6.1). A escala global, parece asumirse que este límite coincide con el momento en que el nivel del mar alcanza una posición superior a la actual (+6m según Chapell y Shackleton, 1986, y +7m según Bard *et al.*, 1993) (Fig. 6.2).

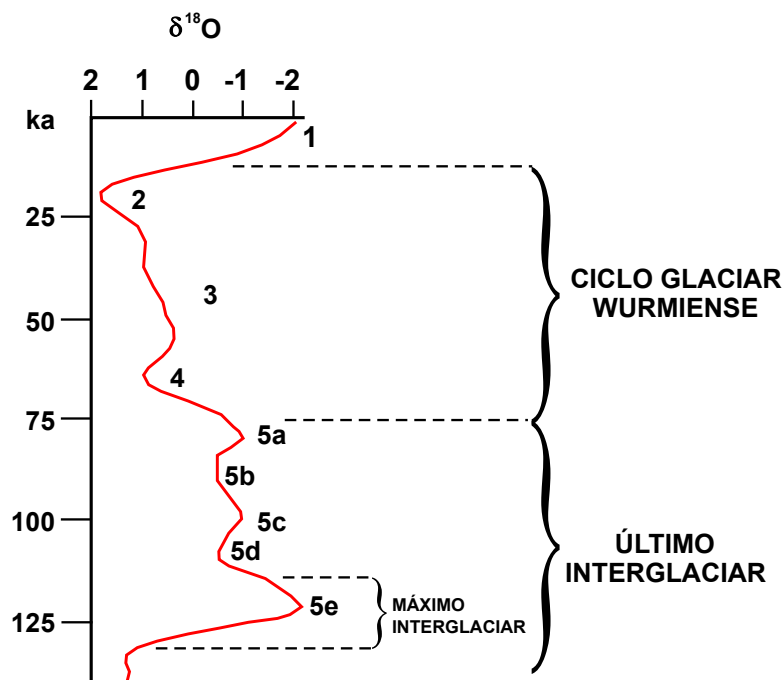


Figura 6.2: Cronología del Pleistoceno Superior (modificada de Imbrie *et al.*, 1992, y Grootes *et al.*, 1993).

En el último interglacial se reconocen distintos periodos de calentamiento y enfriamiento global asociados con diferentes subestadios isotópicos. Concretamente se han reconocido 2 subestadios fríos y 3 cálidos. El subestadio 5e marca el máximo interglacial y se le denomina Eemiense. Está caracterizado por un calentamiento global generalizado que, según refleja el registro isotópico, dió lugar a una reducción

importante del casquete glaciario de la Antártida y a la desaparición de parte del casquete glaciario de Groenlandia. El subestadio 5d, entre 117.000 y 105.000 años, representa un periodo de enfriamiento global caracterizado por una reducción sustancial de la insolación en verano, y que dio lugar a una gran acumulación de hielo. Durante el subestadio 5c (105-93 Ka) tiene lugar otro periodo de calentamiento, menor que el 5e, pero en el que se produce un fuerte retroceso de los glaciares. El subestadio 5b (93-85 Ka) representa otro periodo de enfriamiento, pero parece ser menos acusado que en el 5d. Por último, el subestadio 5a es una nueva fase de calentamiento global, aunque de menor intensidad que el 5e, según el registro isotópico.

Los estadios 4, 3 y 2 corresponden al ciclo glaciario Würmiense, última glaciación del Cuaternario, que se inicia hace 74.000 años y termina hace 18.000 años.

Entre el final del subestadio 5a y el principio del estadio isotópico 4 (74-59 Ka), se registra un periodo bien definido de acumulación glaciaria. Hay registro de una rápida glaciación con fuerte acumulación de hielo en el Hemisferio Norte debido a una baja insolación en verano y alta insolación en invierno que favorecen el crecimiento de los casquetes glaciares.

Durante el estadio isotópico 3 (59-28 Ka) el clima global es frío pero presenta un patrón climático más complejo. Un periodo de calentamiento en el tránsito entre el estadio 4 y el estadio 3 (60 Ka) parece ser evidente por la presencia de paleosuelos en Europa del Este y Rusia. Otro intervalo de calentamiento parece tener lugar entre los 33 y 28 Ka.

En el estadio isotópico 2 se produce un crecimiento de los casquetes glaciares en el Hemisferio norte que comienza hace unos 28.000 años. El nivel del mar descendió a escala global unos 120 m con respecto al actual durante este estadio isotópico.

Alrededor de los 18.000 años se alcanza el volumen máximo de hielo en el océano y la mayor acumulación en el continente. En Escandinavia, el espesor de la capa de hielo fue de 3.000 m y en Escocia e Irlanda de 1.700 m.

Según las simulaciones de los modelos de circulación atmosférica general, la posición del Frente Polar hasta los 16.000 años se situaría a una latitud de 40° N.

A partir del 18.000 se inicia la fusión de los hielos. El Frente Polar se retira hacia el NO del Atlántico, incrementándose la temperatura de la superficie del océano y aumentando la evaporación y el flujo de humedad hacia los continentes. El nivel del mar empieza a subir muy rápidamente a partir de los 13.000 años.

Entre el 11.000 y el 10.000 se establecen nuevamente condiciones frías y áridas, y se producen reavances glaciares en el NO de Europa. Al mismo tiempo, el Frente Polar avanza nuevamente hacia el sur, hasta alcanzar posiciones cercanas a las que tenía en el 18.000. A este breve episodio frío, definido a escala global, se le ha denominado *Dryas III* o *Younger Dryas*. El final del *Dryas III* marca el inicio del Holoceno.

6.1.3. El Holoceno

El Holoceno constituye el presente interglaciar o estadio isotópico 1, según la escala isotópica, extendiéndose cronológicamente entre los 10.000 años y la actualidad (ver figura 6.1 y 6.2). Se corresponde con un periodo de mejora climática general, tanto atmosférica como oceánica, que siguió a la gran crisis climática del último periodo glacial. El Holoceno se divide en Holoceno Inferior, Óptimo Climático Holoceno y Holoceno Superior. En el Holoceno Inferior se inicia la mejora climática, pero se observa en varios registros paleoclimáticos una fase de inestabilidad alrededor de los 8.500 años, que dio lugar a un periodo árido.

A partir del 8.500-8.000 se inicia un clima más cálido y húmedo que corresponde al Óptimo Climático Holoceno. Este calentamiento registrado en todo el planeta dura unos 3.000-3.500 años. Al final de este periodo el nivel del mar, que ha ido subiendo lentamente desde los 10.000 años, alcanza su nivel actual.

A partir del 5.000 se inicia el Holoceno Superior. Entre el 5.000 y el 3.000 las condiciones climáticas fueron muy variables y a partir del 2.500 se detecta un deterioro climático progresivo.

6.2. MÉTODOS GEOCRONOLÓGICOS PARA EL CUATERNARIO

Estos métodos se inscriben en una de estas dos categorías: firmemente ya establecido o experimental. Muchos métodos de datación son ampliamente aceptados y aplicados por la comunidad científica. De hecho, algunos de los métodos, como las dataciones K-Ar, se aplican a materiales antiguos, sin embargo su rango de aplicabilidad se ha ampliado para determinar edades cada vez más jóvenes. En cambio, otros muchos métodos son nuevos y aún no han sido plenamente aceptados por la comunidad científica. Estos métodos se consideran experimentales.

Para cada método se describe su condición, rango de edad y la resolución de su aplicabilidad, típico error de información, base del método y su aplicación.

6.2.1. Clasificación de los métodos geocronológicos

Una clasificación práctica de los métodos que datan el Cuaternario es que comparten mecanismos o aplicaciones similares. En consecuencia, los métodos de datación se agrupan en seis categorías (Tabla 6.1):

- 1) Métodos siderales (calendario o anuales), los cuales determinan y enumeran los eventos anuales.
- 2) Métodos isotópicos consisten en medir los cambios en la composición isotópica debido a la desintegración radiactiva y/o crecimiento.
- 3) Métodos radiogénicos consisten en medir los efectos acumulativos de desintegración radiactiva, como trampas de energía de electrones.
- 4) Métodos químicos y biológicos, los cuales miden los resultados de los procesos químicos y biológicos en función del tiempo.
- 5) Los métodos geomorfológicos consisten en medir los resultados acumulados de los procesos físicos, químicos, biológicos, complejos e interrelacionados, en la morfología del paisaje.
- 6) Los métodos de correlación consisten en establecer equivalencias usando la variable tiempo como independiente.

6.2.2. Clasificación de los resultados según el método de datación

La estimación de las edades, al igual que cualquier otra medición, puede ser clasificada por el tipo de escala de medida (Stevens, 1946; Krumbein y Graybill, 1965; Griffiths, 1967; Colman, 1986). Estas escalas son nominales (medición es asignada a una clase o grupo), ordinal (la medición está en un orden o rango), intervalo (la medición es un número cuya diferencia con el otro es fija), o ratio (la medida es un número cuya relación con el otro número es fija).

En la tabla 6.1 los métodos de datación se dividen en cuatro categorías según el tipo de resultado que producen:

- Los métodos con edad numérica producen resultados en una escala absoluta, es decir, producen estimaciones cuantitativas de edades cuyo rango de incertidumbre puede ser comparado.
- Los métodos de edad calibrada se aproximan a los de edad numérica. Muchos son los métodos de datación que están en desarrollo midiendo

Tipo de Resultado ^a					
===== Edad numérica =====		----- Edad calibrada -----			
		===== Edad relativa =====		----- Edad correlacionada -----	
Tipo de Método					
Sideral	Isotópico	Radiogénico	Químico y Biológico	Geomorfológico	Correlación
Dendrocronología	Radiocarbono	Trazas de fisión	Racemización de aminoácidos	Desarrollo del perfil de suelo	Estratigrafía
Esclerocronología y el crecimiento anual en otros organismos (p. ej., moluscos)	Isótopos Cosmogénicos ³⁶ Cl, ¹⁰ Be, ²⁶ Al, ¹⁴ C, ³ He, y otros	Termoluminiscencia	Hidratación de la obsidiana	Meteorización en rocas y minerales	Paleomagnetismo
Variación en los depósitos marinos y lacustres	K-Ar y ³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar	Luminiscencia estimulada ópticamente	Pátina o barniz que cubre la roca	Morfologías en escarpes y otros tipos de modificación progresiva en el terreno	Tefrocronología
Registros históricos	Series de uranio	Luminiscencia estimulada por infrarrojos	Liquenometría	Desarrollo del barniz o pátina en la roca	Paleontología
	²¹⁰ Pb	Resonancia de espín electrónico	Química en suelos	Ritmo de deposición	Arqueología
	U-Pb, Th-Pb		Acumulación de ¹⁰ Be en suelos	Ritmo de deformación	Correlación climática
				Posición geomorfológica	Isótopos estables
				Revestimiento en rocas (CaCO ₃)	Correlación astronómica
					Tektitas y microtektitas

^a La triple línea indica el tipo de resultado más común producidos por los métodos señalados; la línea discontinua indica el tipo de resultado menos común producidos por los métodos señalados.

Tabla 6.1: Clasificación de los métodos geocronológicos que se aplican para dataciones en el Cuaternario.

los cambios sistemáticos derivados de procesos individuales o de grupos relacionados. Las tasas de estos procesos dependerá de variables ambientales, tales como el clima y la litología, de modo que el proceso de las tasas debe ser calibrado por un control cronológico independiente. Muchos son los métodos de edad relativa que se calibran por un control cronológico independiente, convirtiéndose en un método de edad calibrada, empleando un rango de escala. Su uso no debe confundirse con la edad calibrada del radiocarbono.

- Los métodos de edad relativa ofrecen una secuencia de edad (una medición ordinal) y la mayoría proporcionan una cierta medida en un orden de magnitud de edades entre diferentes miembros de una secuencia. Estos métodos también se les conoce como métodos de datación relativa.
- Los métodos de edad correlacionada no miden directamente la edad, la determinación de las edades sólo se demuestran mediante las equivalencias

de forma independiente entre los depósitos o eventos y, por tanto, son métodos esencialmente de escala nominal.

6.3. DATACIÓN MEDIANTE ^{14}C

6.3.1. Marco teórico

El carbono tiene tres isótopos naturales. Los más abundantes son los isótopos estables, el ^{12}C (98,89%) y el ^{13}C (1,11%). El radiocarbono, ^{14}C , representa menos de un $10^{-10}\%$, es inestable y a medida que se va formando carbono radiactivo en la atmósfera, se desintegra y da lugar a ^{14}N . El intercambio de ^{14}C entre la atmósfera y un organismo, tal como un árbol o un ser humano, tiene lugar continuamente, mientras el organismo esté vivo. Cuando el organismo muere, este intercambio queda interrumpido. El ^{14}C del organismo continúa desintegrándose radiactivamente y la relación $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ va disminuyendo más y más con el paso del tiempo. Cada 5.730 años el ^{14}C disminuye a la mitad de su valor (Stuiver y Polach, 1977).

El ^{14}C está presente en la Tierra sólo porque constantemente se produce por la interacción de los rayos cósmicos con el nitrógeno, átomos de oxígeno en la atmósfera superior (y en menor medida, en las rocas de la superficie terrestre), y más comúnmente por la reacción del ^{14}N (n,p) ^{14}C (Lal y Peters, 1967; Lingenfelter, 1963). La tasa de producción a nivel global de ^{14}C es de ≈ 2 átomos $\text{cm}^{-2}/\text{seg}$ (Lingenfelter, 1963). Aproximadamente el 75% se produce en la estratosfera, el 25% restante en la troposfera superior. El átomo de ^{14}C se oxida en cuestión de horas a ^{14}CO , el cual tiene un tiempo de vida atmosférico de varios meses antes de que sea a su vez oxidado a $^{14}\text{CO}_2$. Después de un largo periodo de tiempo (unos 100 años) el $^{14}\text{CO}_2$ queda bien mezclado en toda la troposfera. El estado constante del ^{14}C contenido en la atmósfera se determina por el intercambio de carbono en CO_2 con los océanos y los reservorios de la biosfera. La Figura 6.3 muestra la actual distribución de carbono y del radiocarbono entre los principales reservorios que representan el ciclo del carbono (Taylor, 1987).

Tras la muerte de un organismo vivo, ya no se reincorpora el ^{14}C a sus tejidos, ya sea de forma directa o indirecta con el intercambio de CO_2 atmosférico, y sufre una desintegración radiactiva de retorno al ^{14}N . Si el tejido se mantiene intacto y aislado de cambios, la disminución de ^{14}C (expresada como la proporción entre ^{12}C y ^{14}C) en los organismos, puede utilizarse para indicar el tiempo transcurrido desde la muerte del mismo. Esta es la base para datar por radiocarbono, y se muestra en la figura 6.4.

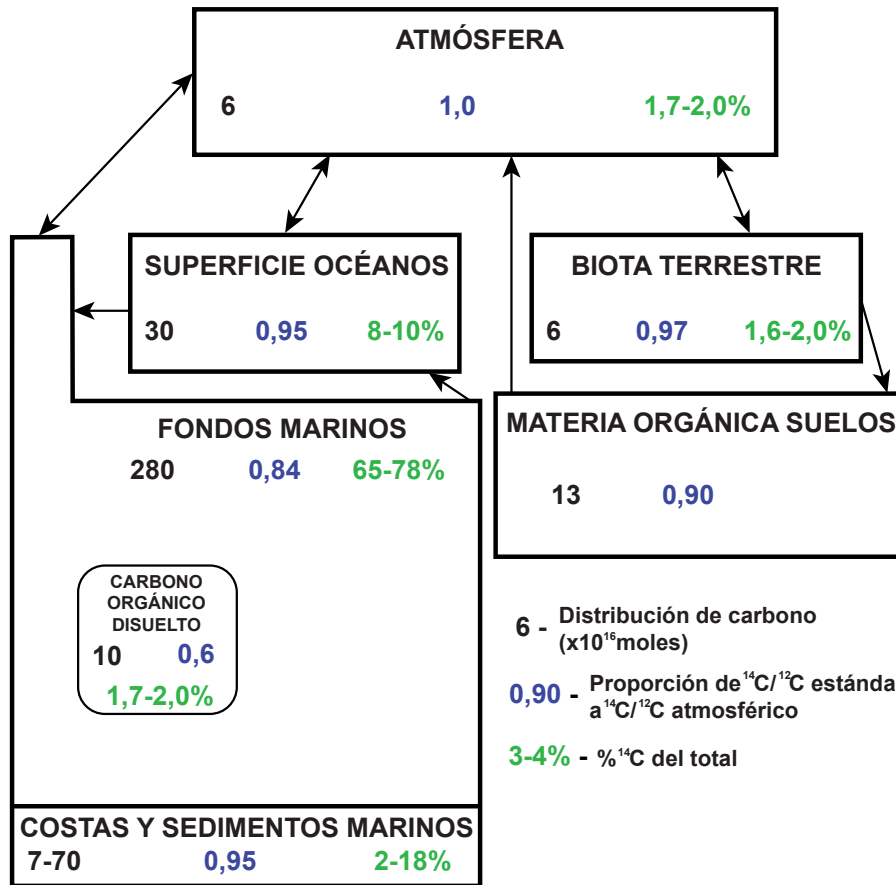


Figura 6.3: Presentación del ciclo del carbono y su distribución en los reservorios a nivel global (modificado de Taylor, 1987).

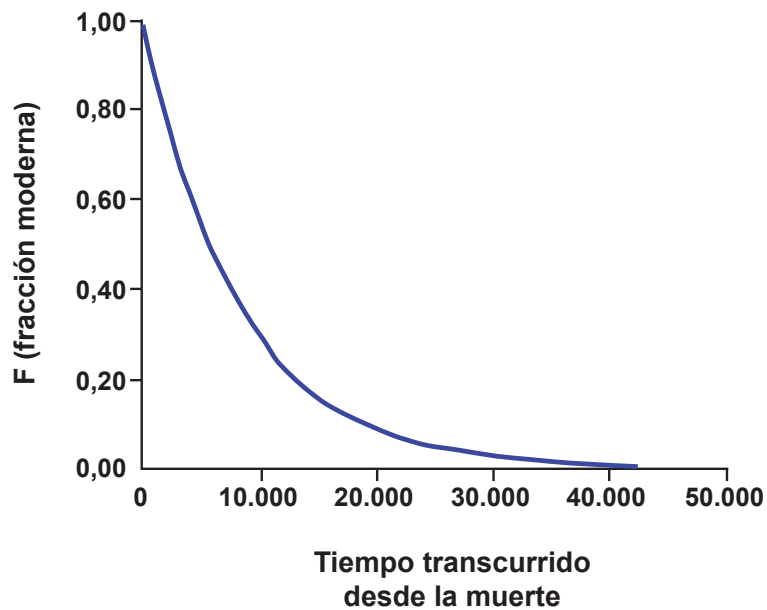


Figura 6.4: Disminución en el radiocarbono respecto al tiempo según la desintegración radiactiva.

Hay dos grandes problemas con estos supuestos. En primer lugar, en las reacciones químicas y biológicas fraccionan los isótopos en función de su masa, la proporción $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ en el CO_2 atmosférico se diferencian del carbono orgánico fijado de la atmósfera por la fotosíntesis. Esto es fácilmente corregido mediante la medición del grado de fraccionamiento estable del contenido isotópico de ^{13}C de una muestra, y suponiendo que el fraccionamiento del ^{14}C será aproximadamente el doble que la del ^{13}C (Craig, 1954).

En segundo lugar, el problema es que el contenido de ^{14}C de la atmósfera ha variado con el tiempo, tanto por los cambios en la tasa de producción de ^{14}C (bombardero de radiación cósmica y las variaciones del campo magnético) y debido a los cambios en la distribución de carbono entre los océanos, la biosfera y los reservorios atmosféricos (Stuiver *et al.*, 1991).

En definitiva existe un convenio en el uso del método de datación que fue propuesto por el doctor Willard Libby, que en fue premiado con el Premio Nobel en química.

6.3.2. Terminología de la datación con ^{14}C

En lo que respecta a las abreviaturas utilizadas para expresar las edades establecidas por North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (2005), la datación del radiocarbono se ha establecido con las siglas anglosajonas yr B.P. (años antes del presente) para indicar que las edades de radiocarbono son anteriores a 1950. Este año es el que se ha establecido como referencia debido a que es anterior a las pruebas atómicas y a la introducción en la atmósfera de grandes cantidades de CO_2 por el uso de los carburantes fósiles (carbón, aceite y gas natural) que modificaron la relación entre C^{14} a C^{12} . Para indicar que la edad de radiocarbono ha sido calibrada para tales variaciones atmosféricas, la denominación “cal” debe ser incluida. Por ejemplo, 13.500 cal yr B.P., significa una edad de 13.500 años calibrada anterior a 1950. Para evitar confusiones, la utilización de yr B.P. debería ser usado sólo en la edades de radiocarbono. La edades en el calendario histórico deben ser nombradas en inglés como año A.D. o B.C y en castellano como D.C. o A.C.

6.3.3. Rango de aplicabilidad y limitaciones del método del radiocarbono

La utilidad del método de datación por ^{14}C está limitada por varios factores:

- Las variaciones de ^{14}C en la atmósfera ocurridas en el pasado relacionadas con los cambios de CO_2 .

- El grado de exactitud de los análisis en el laboratorio incluyendo la contaminación que pueda afectar el análisis.
- La correcta selección de muestras para datar.

Si el grado de exactitud en las determinaciones fuera el único control sobre la datación del carbono, las edades serían útiles para las muestras que datan de aproximadamente 20 a 40 yr B.P. a unos 70.000 yr B.P.

Sin embargo, el margen aplicable es generalmente >300 años y <55.000 años. El rango del tiempo límite de edad más joven se debe a una disminución en el contenido de ^{14}C de la atmósfera conocida en los registros de información de edad que ofrecen los anillos de los troncos de los árboles (Lerman *et al.*, 1970; Stuiver y Quay, 1981; Suess, 1955).

Ahora bien, para el rango del tiempo límite de edad más antiguo, la radiactividad del ^{14}C es muy débil e incluso con todas sus dudosas suposiciones el método no es aplicable a muestras que sobrepasen los 10.000 o 15.000 años. En estos intervalos de tiempo la radiactividad del ^{14}C se debilitaría tanto que no se podría medir con el mejor de los instrumentos. Se han hecho afirmaciones de que se pueden efectuar dataciones de hasta 40.000 a 70.000 años, pero parece muy improbable que los instrumentos puedan medir la actividad de pequeñas cantidades de ^{14}C como las que estarían presentes en una muestra de más de 15.000 años ya sea por la contaminación propia de cada muestra, por el procesamiento antes de la medición o por el bombardeo sufrido por rayos cósmicos (ver figura 6.4).

6.3.4. Metodología

Actualmente existen dos métodos para medir el contenido de radiocarbono en materia orgánica. El primer método se basa en conocer la cantidad de ^{14}C de la muestra gracias a la luz. La muestra se sumerge en un líquido, el ^{14}C emite una partícula β que hace reacción con los componentes del líquido y emite luz, y el conteo de los centelleos se relaciona, mediante ecuaciones, con la cantidad de ^{14}C que posee la muestra.

El segundo método, usado desde el año 1977, es el AMS o Espectrometría por Acelerador de Masas, más exacto y preciso que el anterior. El carbono puede aparecer en una muestra en tres formas: ^{12}C , ^{13}C y ^{14}C . El acelerador de masas lo que hace es dotar de carga eléctrica a las partículas de carbono y en el paso siguiente aplica un campo magnético al carbono ionizado. La respuesta al campo magnético aplicado es diferente para el ^{12}C , el ^{13}C y el ^{14}C ionizados. Esto lo que permite es separar unos de otros y conocer así los valores de cada uno.

El AMS realiza mediciones en las muestras con un peso que oscila entre los 200 µg y 2 mg, en cambio para el otro método se necesitan un mínimo de varios gramos.

6.3.5. Muestreo de carbón vegetal en depósitos volcánicos

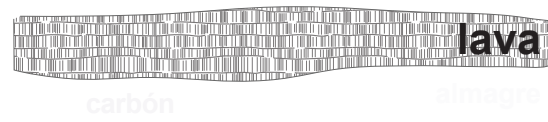
Las muestras para datar por radiocarbono deben contener originalmente algún resto de CO₂ atmosférico, y tener una clara relación con su contexto geológico para que la fecha obtenida sea utilizable. Las muestras de madera carbonizada son las ideales para ser datadas, debido a su alto contenido de carbono y a la buena conservación.

Por lo tanto, teniendo en cuenta estas premisas se han obtenido trece muestras de carbón relacionadas con erupciones holocenas, ubicadas en un contexto estratigráfico fiable. La localización de cada muestra ha sido tomada con un receptor GPS portátil. La figura 6.5 muestra los tres escenarios en la que el carbón vegetal se ha encontrado.

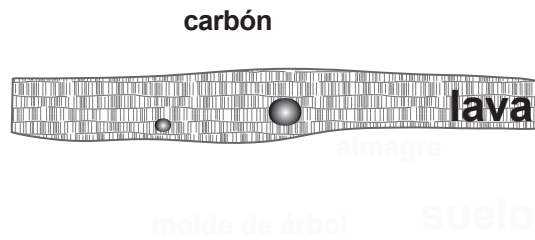
El escenario más común ha sido encontrar carbón vegetal bajo coladas de lava, en cortes que quedan al descubierto por efectos de la erosión (ver Figura 6.5A) o en el almagre. Tres muestras de carbón vegetal se encontraron en los moldes que originaron los troncos al ser arrasados e incorporados en la lava (ver Figura 6.5B). Por último, otras tres muestras de carbón se encontraron debajo y dentro de depósitos piroclásticos de caída (ver Figura 6.5C).

Los criterios utilizados para la identificación y discriminación de las muestras de carbón permitieron realizar la datación por radiocarbono. Es muy corriente encontrar restos de raíces carbonizadas, que se pueden relacionar directamente con los árboles quemados por un incendio forestal reciente. Aunque este escenario no ofrece dudas, se puede complicar si las raíces quemadas aparecen recubiertas por piroclastos. En este caso puede tratarse de un incendio antiguo, que daría una edad máxima para el nivel piroclástico, o simplemente de un incendio de edad indeterminable posterior al depósito (Carracedo *et al.*, 2007a).

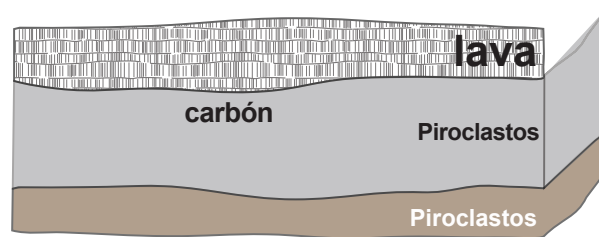
De todas las muestras de carbones encontradas, atendiendo a las relaciones de campo antes citadas, las trece muestras se seleccionaron para ser datadas. Las dataciones se han llevado a cabo en dos laboratorios, en Francia y Estados Unidos. Seis de las muestras fueron datadas por el método AMS en el Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement – Commissariat à l'Énergie Atomique – Centre National de Recherche Scientifique (CEA-CNRS) en Gif Sur Yvette, Francia). Las restantes siete muestras se dataron por el método convencional (4 muestras)



A



B



C



Figura 6.5: Muestras de carbón vegetal para datar localizadas bajo a coladas de lava (A), en moldes de árboles incorporados a la colada de lava (B), y sepultados por depósitos de piroclastos de caída (C).

y por el método AMS (3 muestras) en el Radiocarbon Dating Laboratories of Beta Analytic, Inc. (Florida, Estados Unidos).

Para una mayor exactitud de las edades determinadas es preciso calibrarlas (ver apartado 6.3.2), es decir, convertir las edades ^{14}C absolutas (B.P.) en edades de calendario calibradas (CAL B.P.), lo que se hizo mediante el protocolo "IntCal04 radiocarbon Age Calibration" de Reimer *et al.*, 2004. Como se indicó anteriormente, las pequeñas (pero significativas) diferencias entre ambas determinaciones están originadas por las fluctuaciones en la modulación heliomagnética de la radiación cósmica galáctica y por la contaminación originada por los combustibles fósiles y las explosiones nucleares.

En la figura 6.6 se muestra un ejemplo de los resultados presentados por el laboratorio de Beta Analytic en el cual se realizan las dataciones.

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-19.8:lab. mult=1)

Sample number: GCR-67

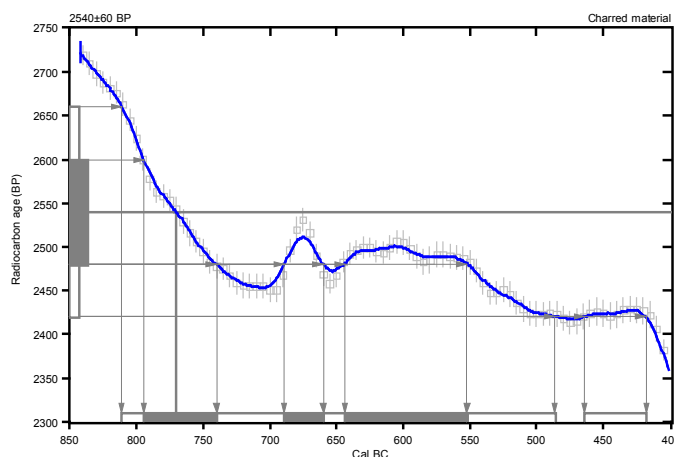
Conventional radiocarbon age: 2540±60 BP

2 Sigma calibrated results: Cal BC 810 to 490 (Cal BP 2760 to 2440) and
(95% probability) Cal BC 460 to 420 (Cal BP 2410 to 2370)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal BC 770 (Cal BP 2720)

1 Sigma calibrated results: Cal BC 790 to 740 (Cal BP 2740 to 2690) and
(68% probability) Cal BC 690 to 660 (Cal BP 2640 to 2610) and
Cal BC 640 to 550 (Cal BP 2590 to 2500)



References:

- Database used
Intcal04
- Calibration Database
INTCAL04 Radiocarbon Age Calibration
IntCal04: Calibration Issue of Radiocarbon (Volume 46, nr 3, 2004).
- Mathematics
A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates
Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 SW. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-3167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

Figura 6.6: Gráfico ejemplo del resultado de una datación de radiocarbono, en un resto de carbón encontrado asociado al volcán Montaña Negra Jinámar. Se muestran las edades de radiocarbono, calibradas y equivalentes en el calendario histórico.

6.4. RESULTADOS

Las dataciones por radiocarbono mostradas en la tabla Tabla 6.2 comprende resultados resultados obtenidos en el presente trabajo junto con otros ya publicados por Mangas *et al.* (2002) (erupciones de Caldera Pinos de Gáldar y Montañón Negro), Rodríguez-González *et al.* (2007) (erupción de El Draguillo) y Alberto Barroso y Hansen (2008) (erupción Pico Bandama). Otra datación conocida antes de esta Tesis es la de un carbón de madera de pino cubierto por el lapilli de la erupción de Montañón Negro que fue datada en 3.075 ± 50 años (Nogales y Schmincke, 1969). Hay que añadir que no hay ninguna información adicional (método de laboratorio, etc.) que proporcione esta publicación. Un resto de carbón encontrado debajo de depósitos piroclásticos de caída de esta misma erupción ha proporcionado una edad más joven (2970 ± 70 años) (Mangas *et al.*, 2002).

La figura 6.7 muestra la localización e identificación de todas las muestras que han sido datadas para el vulcanismo holoceno de Gran Canaria y que corresponde a la información presentada en la Tabla 6.2.

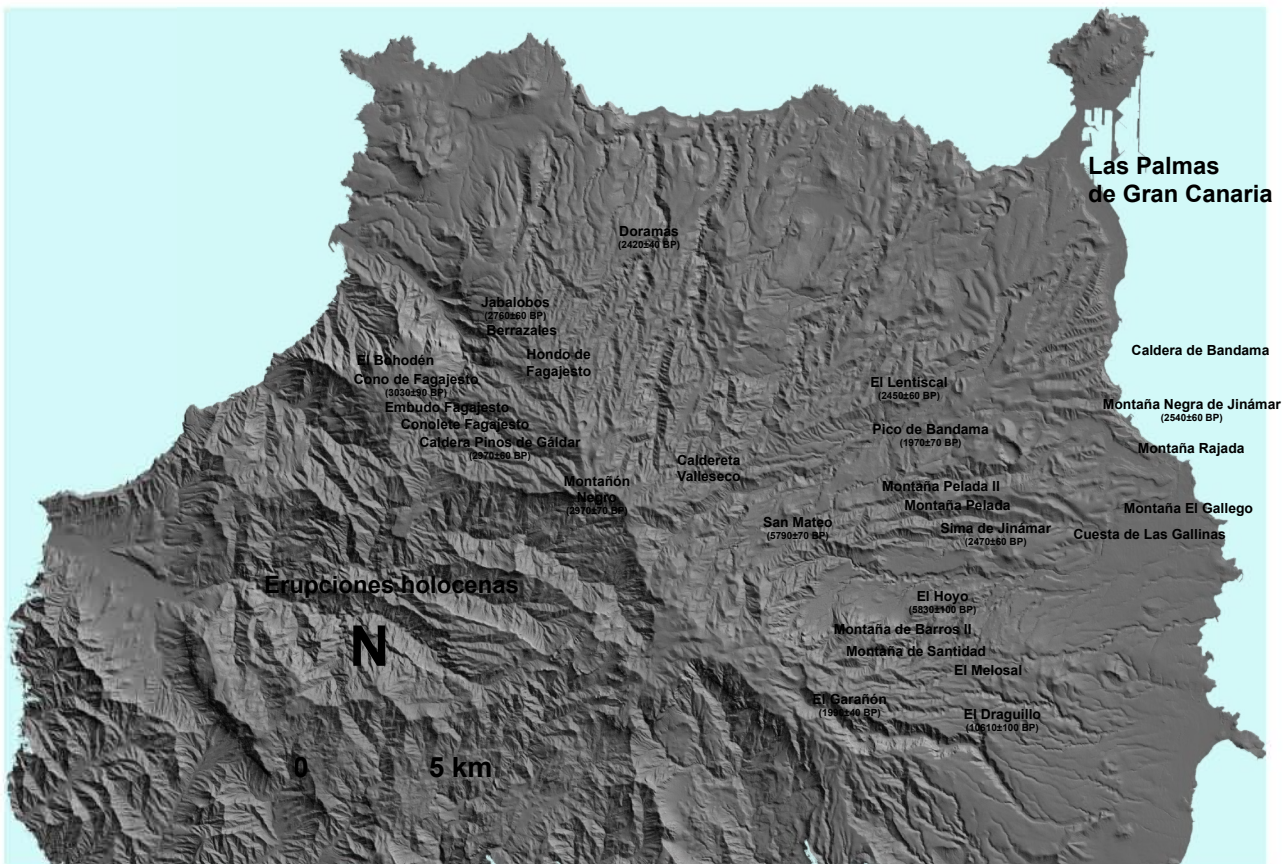


Figura 6.7: Mapa de las erupciones holocenas de Gran Canaria con las edades de las erupciones que han sido datadas.

Nº	Erupción Edificio	Muestra	Coordenadas UTM Norte 28R			Material datado	Método ¹	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Edad convencional del radiocarbono (yr B.P. $\pm 1\sigma$ error)	Rango de edad calibrada (cal yr B.C./A.D. $\pm 1\sigma$ error, 95% probabilidad)
			X	Y	Z					
1	Pico Bandama	GCR-13	455.550	3.102.741	325	Carbón en piroclastos de caída	AMS ²	1.970 \pm 70	47 BC – 123 AD	
2	El Garañón	GCR-73	448.157	3.092.155	1.490	Carbón en almagre bajo colada de lava	AMS ³	1.990 \pm 40	60 BC – 80 AD	
3	Doramas	GCR-71	442.676	3.106.599	675	Carbón en almagre bajo colada de lava	AMS ³	2.420 \pm 40	750 – 400 BC	
4	El Lentiscal	GCR-36	453.130	3.103.819	330	Carbón en suelo bajo piroclastos	AMS ²	2.450 \pm 60	748 – 413 BC	
5	Sima de Jinámar	GCR-60	457.291	3.100.098	240	Carbón en almagre bajo colada de lava	CRT ³	2.470 \pm 50	780 – 400 BC	
6	Montaña Negra de Jinámar	GCR-67	459.019	3.100.634	55	Carbón en piroclastos de caída	CRT ³	2.540 \pm 60	810 – 420 BC	
7	Jabalobos	GCR-64	434.565	3.105.941	275	Carbón en colada de lava (molde vegetal)	CRT ³	2.760 \pm 60	1.040 – 800 BC	
8	Caldera Pinos de Gáldar	GCR-45	439.107	3.102.273	1.375	Carbón en almagre bajo colada de lava	AMS ²	2.830 \pm 60	1.110 – 906 BC	
9	Montaña Negra	GCR-6	439.834	3.100.061	1.620	Carbón en suelo bajo piroclastos	AMS ²	2.970 \pm 70	1.309 – 1.057 BC	
10	Cono de Fagajesto	GCR-47	434.892	3.104.525	355	Carbón en almagre bajo colada de lava	AMS ³	3.030 \pm 90	1.490 – 1.010 BC	
11	San Mateo	GCR-38	448.975	3.100.388	585	Carbón en colada de lava (molde vegetal)	AMS ²	5.790 \pm 70	4.713 – 4.551 BC	
12	El Hoyo	GCR-20	455.313	3.096.086	275	Carbón en almagre bajo colada de lava	AMS ²	5.830 \pm 100	4.790 – 4.553 BC	
13	El Draguillo	GCR-62	456.313	3.091.373	330	Carbón en colada de lava (molde vegetal)	CRT ³	10.610 \pm 190	11.180 – 9.950 BC	

¹Methods: AMS, Espectrometría por acelerador de masas; TRC, técnica radiométrica convencional.

²Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Gif sur Yvette (France).

³Beta Analytic Inc., Florida (USA).

Tabla 6.2: Resultados de los 13 análisis del radiocarbono en el vulcanismo holoceno y sus relaciones estratigráficas con el resto de las erupciones.

Nº	Edificio volcánico	Relación estratigráfica	Morfología ¹
1	Pico Bandama	Sobre el 2 y 3	C + L + DP
2	Cono Pre-Caldera Bandama	Bajo el 1 y sobre el 2	C
3	Caldera Bandama	Bajo el 1 y sobre el 13	CF + L + DP
4	El Garañón	Aislado	C + L + DP
5	Doramas	Aislado	L
6	El Lentiscal	Bajo el 1	C + L + DP
7	Montaña del Gallego	Sobre el 10	C + L + DP
8	Cuesta de Las Gallinas	Sobre el 10	C + L
9	Montaña Rajada	Sobre el 10	C + L
10	Sima Jinámar	Bajo el 7 y sobre el 13	C + L + DP
11	Montaña Negra de Jinámar	Bajo el 8 y sobre el 13	C + L + DP
12	Montaña Pelada I	Sobre el 13	C + L
13	Montaña Pelada	Bajo el 10	C + DP
14	Berrazales	Sobre el 20	C + L
15	Jabalobos	Sobre el 20	C + L
16	Caldera Pinos de Gáldar	Sobre el 17	CF + L + DP
17	Montañón Negro	Bajo el 16	C + L + DP
18	Embudo Fagajesto	Sobre el 20	C
19	Hondo de Fagajesto	Sobre el 20	CF
20	Cono de Fagajesto	Sobre el 21	C + L + DP
21	Cono El Bohodén	Bajo el 20	C + L
22	Caldereta Valleseco	Bajo el 17	C + L + DP
23	San Mateo	Aislado	C + L + DP
24	Santidad	Bajo el 2 y sobre el 25	C + L + DP
25	El Melosal	Bajo el 24	C + L + DP
26	El Hoyo	Bajo el 2	C + L + DP
27	Barros II	Bajo el 24	C + L
28	El Draguillo	Aislado	C + L + DP

¹C, cono; L, lava; CF, caldera freatomagmática; DP, depósitos piroclásticos.

Tabla 6.2: Continuación.

La distribución temporal de estas dataciones permite agruparlas en tres grandes periodos de actividad volcánica, donde los grupos son claros en los rangos de edades entre 1.900-3.200 y 5.700-6.000 años, mientras que el periodo más antiguo lo representa una única erupción, El Draguillo, datada en 10.610 ± 190 años (Fig. 6.8). Aunque la edad de esta última erupción supera el límite inferior del Holoceno (10.000 años), se ha incluido como parte de las erupciones holocenas en Gran Canaria debido a la similitud con las otras erupciones.

La discusión de estas edades, su distribución espacial y la relación con las directrices estructurales de Gran Canaria para este periodo holoceno se tratará en el capítulo 9.

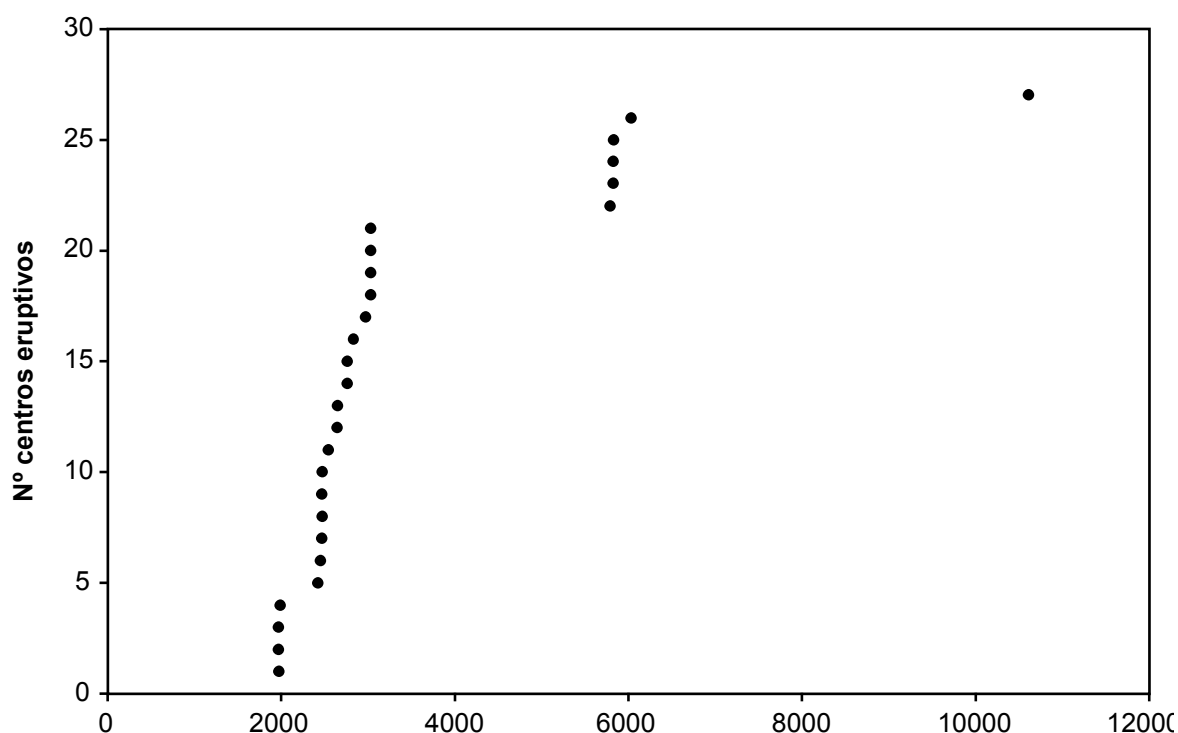


Figura 6.8: Distribución temporal de las erupciones holocenas ocurridas en Gran Canaria durante los últimos 11.000 años.

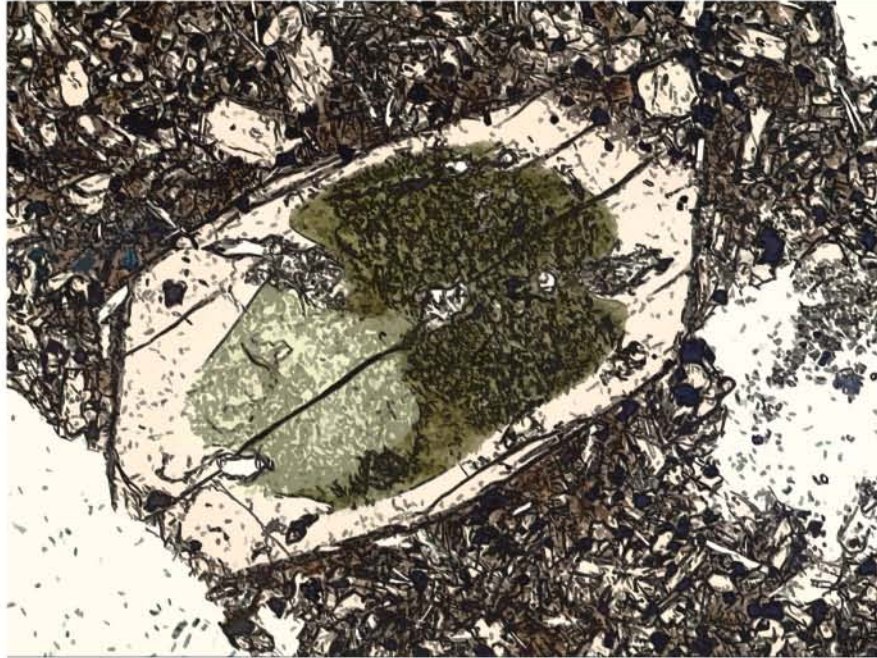


Lámina delgada de una lava holocena vista al microscopio petrográfico

CAPÍTULO 7

PETROGRAFÍA Y GEOQUÍMICA

7.1. INTRODUCCIÓN Y METODOLOGÍA

En este capítulo se tratan los aspectos petrográficos y geoquímicos básicos de las lavas del vulcanismo holoceno de Gran Canaria. Para ello se han analizado las lavas de los centros de emisión que configuran las erupciones, un total de 26 muestras, con lo que se consigue la cobertura de todo el ámbito del vulcanismo holoceno en los sectores objeto del presente trabajo.

El estudio de las muestras se abordó bajo una doble vertiente:

- Estudio petrográfico con el microscopio polarizado. Se trata de determinar la mineralogía presente en las rocas (las paragénesis) y sus relaciones texturales.
- Análisis químico de los elementos mayores. Estos análisis permiten clasificar las rocas e interpretar, los principales procesos petrogenéticos experimentados por los magmas.

Es cierto que la moderna petrología incorpora muchas más herramientas, como son los análisis de elementos trazas, relaciones isotópicas, química mineral, etc., que permiten profundizar en el conocimiento de los procesos petrogenéticos involucrados. Pero un estudio de estas características queda claramente fuera de los límites de esta Tesis, además de que ése ha sido el objetivo principal de la Tesis Doctoral de Aulinas (2008).

En cuanto a los equipos y métodos analíticos utilizados han sido:

- Microscopio petrográfico Leitz, modelo Laborlux 12 Pol.
- Cámara digital para microfotografías MicroPublisher 3.3.

Este equipamiento (Fig. 7.1) se encuentra en el Laboratorio de Geología (Departamento de Física) de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (ULPGC), donde se ha desarrollado parte del trabajo petrográfico.

- Espectrómetro de emisión atómica Perkin Elmer Optima 3200 RL (Fig. 7.2).

Equipo ubicado en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Barcelona, donde se han llevado a cabo las determinaciones geoquímicas.

El procedimiento seguido para la preparación de las muestras para el análisis por ICP-OES (a excepción del Si) es el que se detalla a continuación:

- Se secan las muestras a 130 °C un mínimo de 12 horas. Mientras tanto, las bombas de teflón (Savillex®) a utilizar en el siguiente paso se lavan con 10 ml de HNO₃ (10%) a 60°C durante 12 horas.
- Una vez limpias, se pesan 0,1 gramos de muestra y se disuelven con una mezcla de HNO₃ (ácido nítrico): HF (ácido fluorhídrico): HClO₄ (ácido perclórico) en relación 2,5:5,0:2,5 (v/v). Para su mayor disolución se dejan las bombas en una estufa a 90°C durante 12 horas.
- Transcurrido este tiempo se procede a la evaporación hasta sequedad incipiente en un baño de arena a 200 °C.
- Cuando se alcanza la sequedad incipiente, se añade 1 ml de HNO₃ y se repite la evaporación hasta sequedad incipiente otra vez.
- Finalmente se añade 1 ml de HNO₃ al residuo final y se enrasa a 100 ml en un matraz aforado, de tal forma que la solución final tendrá un 1% de HNO₃.
- Se procede a su análisis por ICP-OES. Se determinan concentraciones elementales y se expresan en porcentajes de óxidos de roca.

En cuanto al Si, a diferencia del resto de elementos mayores, se prepara mediante la fusión alcalina en crisoles de zirconio. El proceso es el siguiente:

- En un crisol de zirconio se pesan 0,05 gramos de muestra y se añaden 5 ml de una solución de NaOH (hidróxido sódico) al 20%.
- Se deja en el baño de arena a una temperatura de 200 °C hasta que se evapore toda el agua y la muestra quede atacada por la sosa.
- Una vez enfriado el crisol, se pesan 1,5 gramos de Na₂O₂. Se ponen los crisoles en el horno a 450°C y se deja hasta que la masa sea transparente (máximo 30 minutos). Si se pasa de este tiempo hay posibilidad de precipitación de zirconio.
- Una vez enfriado el crisol, se procede a la extracción de la muestra en el baño de arena con agua desionizada tipo milliQ Plus (18,2 MΩcm⁻¹) y 10 ml de HCl (ácido clorhídrico). La solución final queda transparente.
- Llevar las soluciones a ebullición para que el CO₂ (dióxido de carbono) que pueda formarse por reacción se volatilice (se comprobará que ya no hay CO₂ cuando al agitar la solución no haga efervescencia).



Figura 7.1: Microscopio petrográfico Leitz Laborlux 12 Pol y cámara de fotografía digital MicroPublisher 3.3 acoplada (Laboratorio de Geología, Departamento de Física, ULPGC).



Figura 7.2: Espectrómetro de emisión atómica Perkin Elmer Optima 3200 RL (Servicios Científico-Técnicos, Universidad de Barcelona).

- Finalmente se enrasa a 100 ml y se procede a su análisis mediante ICP-OES. Se determina concentración de silicio (Si) y los resultados se expresan como concentraciones de sílice (SiO₂) en roca.

La técnica ICP-OES (Espectrometría de emisión atómica con fuente de plasma acoplado inductivamente) empleada en el análisis de los elementos mayores se basa en la vaporización, disociación, ionización y excitación de los diferentes elementos químicos de una muestra en el interior de un plasma. Las muestras ya preparadas (tanto las del Si como las del resto de mayores) se introducen en la cámara de nebulización del espectrómetro, donde la muestra líquida se transforma en un aerosol y es conducida al interior del plasma mediante un flujo de gas (normalmente se utiliza argón). Una vez el aerosol es introducido al plasma, debido a las altas temperaturas de éste, el aerosol se vaporiza e ioniza parcialmente, generando una gran cantidad de átomos e iones en estados energéticos excitados. Estos átomos excitados son los responsables de las emisiones UV-visible al perder su energía. Las radiaciones características de cada elemento se transfieren a un monocromador. En el interior del monocromador las radiaciones se separan en función de su longitud de onda. Finalmente las radiaciones son medidas en el detector.

En todas las determinaciones de elementos mayoritarios se utilizan materiales de referencia como controles de la calidad de los resultados.

Finalmente, para la evaluación del agua estructural en cada una de las muestras, se ha determinado la pérdida en fuego (loss on ignition, LOI). Para ello se pesa 1 gramo de muestra en crisoles de cerámica y se dejan en un horno de mufla a 950 °C durante un mínimo de 12 horas. Transcurrido este tiempo y mediante la diferencia de peso se determina el LOI, expresándolo en %. Si, por el contrario, en este procedimiento la muestra gana peso, normalmente debido a la oxidación del Fe, el análisis se denomina GOI (gain on ignition).

7.2. PETROGRAFÍA DE LAS LAVAS

Todas las muestras de las lavas estudiadas muestran una textura principal afanítica y porfídica (Fig. 7.3A), en la que sobre una mesostasis microcristalina o, en menor proporción, hipohialina, destacan los fenocristales que representan entre 3 y 25%. Asimismo, es muy común la textura vesicular (Fig. 7.3B). Otras texturas observadas, pero poco frecuentes, son la glomeroporfídica (Fig. 7.3C) y la microlítica.

Los fenocristales principales son de olivino, normalmente muy frescos y sólo en ocasiones alterados parcialmente a iddingsitas (Fig. 7.3D), y de clinopiroxeno,

que exhiben en numerosas muestras zonaciones de varios tipos, desde normales (centro marrón y bordes verdes) hasta inversas (centro verde y bordes marrones) (Fig. 7.3E). Los feldespatoideos (fundamentalmente, nefelina) se observan también en algunas muestras y suelen presentarse en forma de parches dispersos por la mesostasis (Fig. 7.3F), mientras que las plagioclasas siempre lo hacen como microlitos con la típica macla polisintética. Los minerales accesorios, presentes en casi todas las muestras, son los opacos (magnetitas) y apatito.

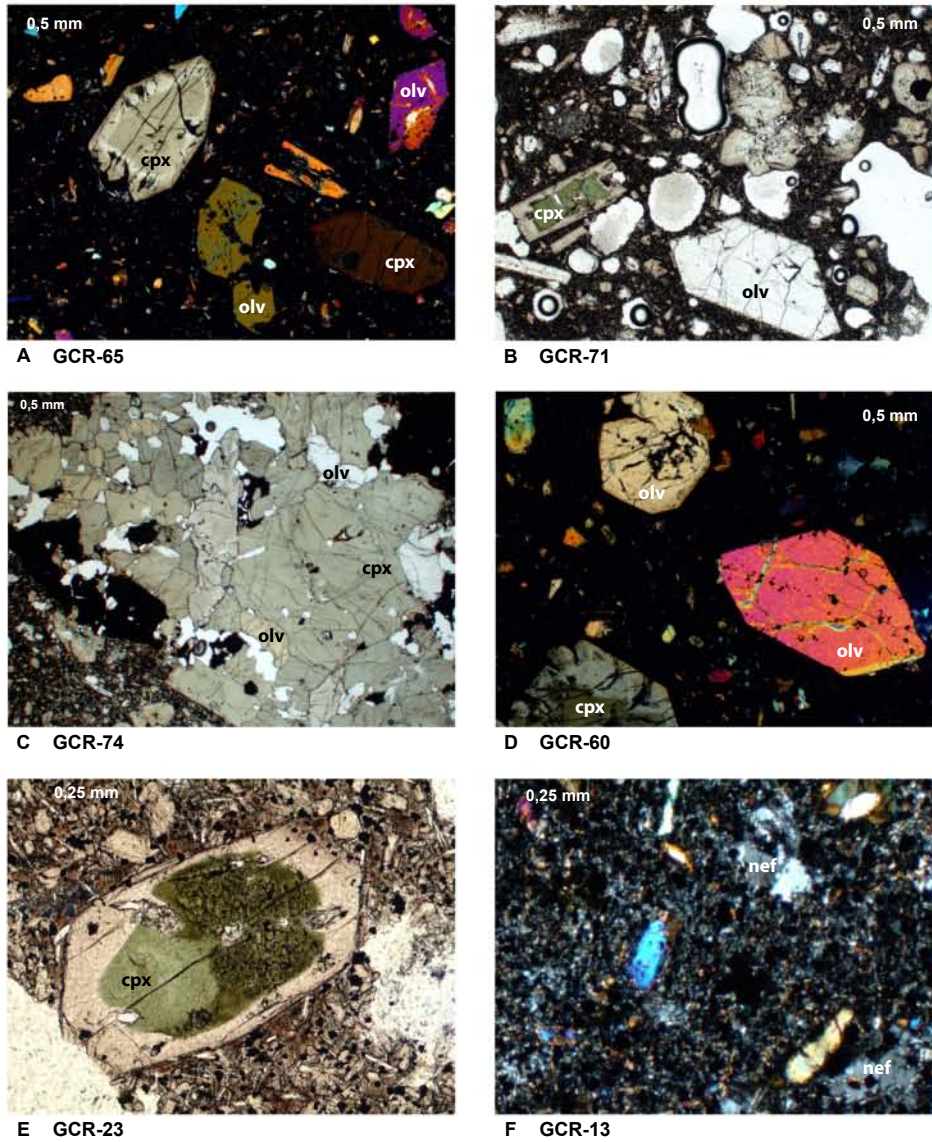


Figura 7.3: Microfotografías de los principales aspectos texturales y paragenéticos observados con el microscopio petrográfico. Se indican las muestras a las que pertenecen cada fotografía. A) Textura porfídica, en la que sobre una mesostasis hipohialina destacan fenocristales de olivinos (olv) y clinopiroxenos (cpx) (NX). B) Textura vesicular (LN). C) Textura glomeroporfídica con fenocristales de cliopiroxeno, olivino y opacos. D) Fenocristal de olivino y cliopiroxenos zonados (NX). E) Fenocristal de clinopiroxeno exhibiendo un zonado inverso, con núcleo verde y borde marrón (LN). F) Parches de nefelinas en el seno de una mesostasis microcristalina (LX).

En la tabla 7.1 se presenta un cuadro-resumen de las principales texturas y paragénesis minerales de las muestras estudiadas. A la luz de estos datos puede concluirse que apenas hay variabilidad textural y/o paragenética en dichas muestras, destacando solamente los distintos tipos de zonaciones en los clinopiroxenos que tienen connotaciones en los mecanismos de diferenciación.

MUESTRAS	TEXTURAS							PARAGÉNESIS MINERAL
	Inequigranular	Porfídica	Glomeroporfídica	Microlítica	Vesicular	Amigdaloides	Microcristalina	
GCR-6	X	X			X			ol >cpx; op
GCR-13	X	X	X	X	X			cpx > ol ; ne; <i>idd</i>
GCR-20	X	X	X		X			ol -cpx; op
GCR-23	X	X	X	X	X			cpx - ol -pl; op
GCR-36	X	X			X			ol >cpx-((pl)); op
GCR-38	X	X			X			cpx > ol ; op
GCR-44	X	X	X		X			ol -cpx-pl; op
GCR-45	X	X			X		X	ol -cpx; op-ap
GCR-47	X	X			X		X	ol -cpx-((pl)); op-ap
GCR-59	X	X			X			ol -cpx; op
GCR-60	X	X	X		X			ol -cpx; op
GCR-61	X	X	X	X	X			ol >cpx; op
GCR-62	X	X			X			ol >cpx; op
GCR-63	X	X			X			ol >cpx; op
GCR-64	X	X			X			cpx ≥ ol ; op-((pl))
GCR-65	X	X	X		X			ol >cpx; op
GCR-66	X	X			X			ol -cpx; op
GCR-67	X	X			X			ol ≥cpx; op-((ne))
GCR-68	X	X		X	X			ol >cpx; op
GCR-69	X	X			X			ol ≥cpx; op
GCR-70	X	X		X	X			ol >cpx; op-((ne))
GCR-71	X	X			X			cpx > ol ; op
GCR-72	X	X		X	X			ol >cpx-((pl)); op
GCR-73	X	X		X				ol >cpx-((ne)); op-ap; cc-zeo
GCR-74	X	X	X		X			cpx > ol ; op
GCR-75	X	X			X			ol ≥cpx; op

Tabla 7.1: Principales características petrográficas de las muestras estudiadas. En paragénesis mineral, las abreviaturas en negrita son minerales esenciales, sin negrita son minerales accesorios y en cursiva están los menos abundantes. ol, olivino; cpx, clinopiroxeno; pl, plagioclasa; op, opacos; ne, nefelina; idd, iddingsita; cc, calcita.

7.3. ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

Los análisis químicos de los elementos mayores de las muestras estudiadas, así como sus reajustes al 100% en base anhidra usando el rango de Fe₂O₃/FeO propuesta por Middlemost (1989) para rocas volcánicas, utilizando el software

SINCLAS (Verma *et al.*, 2002), y los valores para la proyección en el diagrama TAS se muestran en la Tabla 7.2. Los datos geoquímicos revelan que son lavas muy frescas y homogéneas.

El diagrama TAS (Total Álcalis versus Sílice) permite clasificar las rocas volcánicas (Le Bas, 1989, 2000; Le Bas *et al.*, 1986): por una parte, el contenido en alcalinos permite encasillar la roca a una serie composicional y, por otra parte, el contenido en sílice da una indicación del grado de evolución magmática de la roca. La clasificación de las muestras mediante este diagrama TAS se presenta en la Figura 7.4. En esta figura se observa como todas las muestras pertenecen a la Serie Alcalina (típica de islas oceánicas intraplaca) y la mayoría de las mismas caen dentro del rango composicional de las tefritas-basanitas. En menor proporción dos muestras se clasifican en los campos de los basaltos y foiditas.

En esta misma figura 7.4 se han proyectado las áreas composicionales representativas de todo el periodo de rejuvenecimiento volcánico de Gran Canaria, pertenecientes a los grupos Roque Nublo y Post-Roque Nublo (Pérez Torrado, 2008). Se observa como el vulcanismo holoceno, encuadrado en el grupo Post-Roque Nublo manifiesta unos caracteres de mayor subsaturación y alcalinidad que los materiales precedentes.

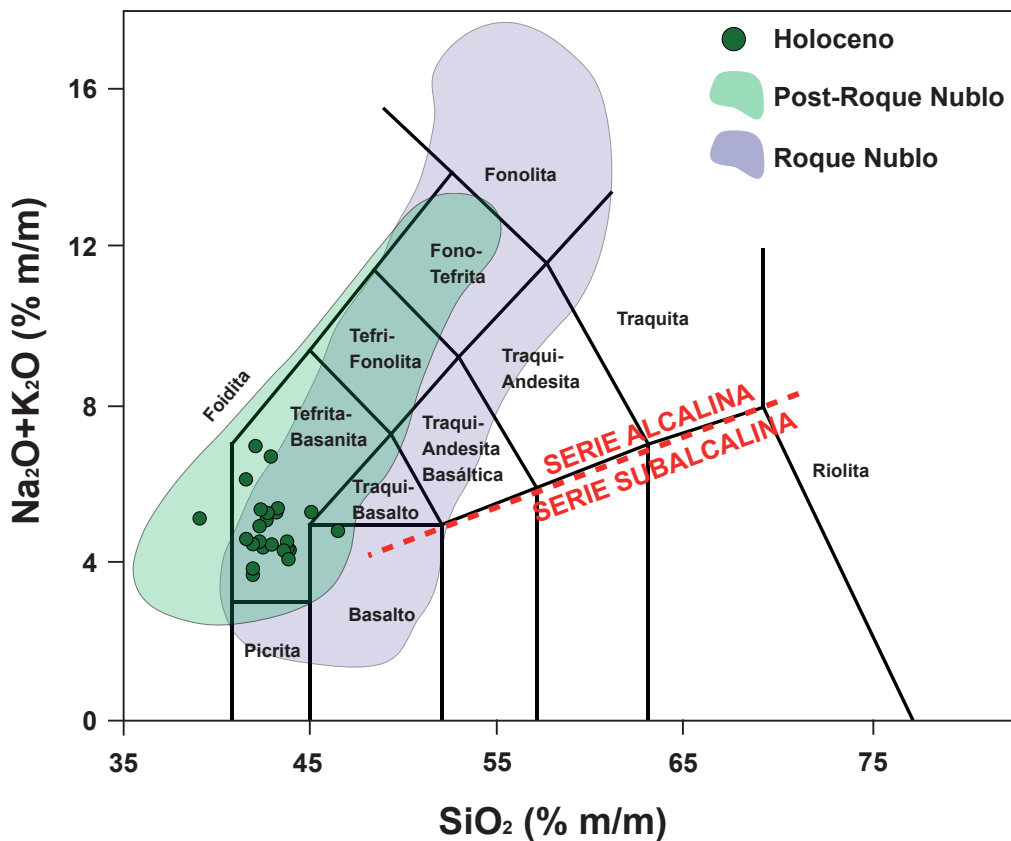


Figura 7.4: Análisis químico de elementos mayores (% m/m) de las lavas.

MUESTRA	GCR-06	GCR-13	GCR-20	GCR-23	GCR-36	GCR-38	GCR-44	GCR-45	GCR-47	GCR-59	GCR-60	GCR-61	GCR-62
SiO ₂	41,61	44,37	40,89	42,52	43,42	41,52	45,36	44,71	44,04	41,94	41,79	42,78	41,58
TiO ₂	3,58	3,80	3,83	3,48	3,75	3,69	3,35	3,36	3,57	3,46	3,52	3,82	3,29
Al ₂ O ₃	12,91	11,19	12,60	12,00	12,30	13,46	10,87	12,06	10,98	11,34	11,60	11,55	10,31
Fe ₂ O ₃	11,66	12,71	12,65	12,09	12,80	12,18	10,58	11,48	12,63	12,54	10,97	10,95	11,53
MnO	0,18	0,18	0,19	0,18	0,19	0,19	0,18	0,17	0,17	0,19	0,19	0,18	0,18
MgO	9,14	11,52	9,81	11,24	10,49	9,00	11,28	10,74	12,87	11,55	11,86	10,79	14,11
CaO	10,91	12,40	11,69	11,34	11,54	11,11	10,70	11,06	11,78	11,58	11,78	12,94	11,71
Na ₂ O	4,42	3,22	4,06	3,39	3,75	4,58	3,20	3,37	2,89	3,20	3,55	3,26	3,32
K ₂ O	2,19	1,23	2,07	1,91	1,75	2,41	1,59	1,98	1,30	1,71	1,72	1,53	1,06
P ₂ O ₅	0,68	0,84	0,82	0,66	0,74	0,77	0,84	0,64	0,71	0,95	0,94	0,90	1,02
LOI	0,94	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	0,87	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI	GOI
Total	98,20	101,31	98,47	98,50	100,65	98,85	98,84	99,08	100,38	98,33	97,78	98,24	97,87
Valores normalizados (anhidros) para TAS													
MUESTRA	GCR-06	GCR-13	GCR-20	GCR-23	GCR-36	GCR-38	GCR-44	GCR-45	GCR-47	GCR-59	GCR-60	GCR-61	GCR-62
Total (-LOI) para TAS	97,26	101,46	98,62	98,80	100,72	98,91	97,97	99,57	100,94	98,64	98,09	98,70	98,11
SiO ₂	42,78	43,74	41,47	43,04	43,11	41,98	46,30	44,91	43,63	42,52	42,60	43,34	42,38
TiO ₂	3,68	3,74	3,88	3,52	3,72	3,73	3,42	3,37	3,53	3,51	3,59	3,88	3,35
Al ₂ O ₃	13,27	11,03	12,78	12,15	12,21	13,61	11,10	12,11	10,88	11,50	11,82	11,70	10,51
Fe ₂ O ₃	11,99	12,52	12,83	12,23	12,71	12,32	10,80	11,53	12,51	12,72	11,19	11,10	11,75
MnO	0,19	0,17	0,20	0,18	0,18	0,20	0,18	0,17	0,17	0,19	0,19	0,18	0,19
MgO	9,40	11,35	9,95	11,38	10,42	9,10	11,52	10,79	12,75	11,71	12,10	10,94	14,38
CaO	11,22	12,22	11,86	11,48	11,45	11,23	10,93	11,11	11,67	11,74	12,18	13,11	11,93
Na ₂ O	4,54	3,18	4,11	3,43	3,72	4,63	3,27	3,38	2,87	3,42	3,62	3,30	3,39
K ₂ O	2,25	1,21	2,10	1,94	1,74	2,44	1,63	1,99	1,29	1,74	1,75	1,55	1,08
P ₂ O ₅	0,69	0,83	0,83	0,67	0,73	0,78	0,86	0,64	0,70	0,96	0,96	0,91	1,04
Total normalizado	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
TAS	GCR-06	GCR-13	GCR-20	GCR-23	GCR-36	GCR-38	GCR-44	GCR-45	GCR-47	GCR-59	GCR-60	GCR-61	GCR-62
SiO ₂	41,61	44,37	40,89	42,52	43,42	41,52	45,36	44,71	44,04	41,94	41,79	42,78	41,58
Na ₂ O+K ₂ O	6,79	4,39	6,21	5,36	5,46	7,06	4,90	5,37	4,16	5,16	5,37	4,85	4,46
TIPO	TEFRITA, np	BASANITA, bsn	TEFRITA, mnp	BASANITA, mnp	BASANITA, mnp	TEFRITA, np	BASALTO, alk	BASANITA, bsn	BASANITA, bsn	BASANITA, mnp	BASANITA, mnp	TEFRITA, mnp	BASANITA, mnp

Tabla 7.2: Clasificación de las muestras de lavas analizadas en el diagrama TAS (Le Bas, 1989, 2000; Le Bas et al., 1986). Abreviaturas de subclases a partir de Verma et al., 2002).

MUESTRA	GCR-63	GCR-64	GCR-65	GCR-66	GCR-67	GCR-68	GCR-69	GCR-70	GCR-71	GCR-72	GCR-73	GCR-74	GCR-75
SiO ₂	43.97	41.43	42.96	41.64	41.05	41.41	41.65	41.40	42.08	42.52	38.23	41.32	40.76
TiO ₂	3.28	3.85	3.67	3.57	3.55	3.49	3.22	3.73	3.52	3.84	3.49	3.78	3.82
Al ₂ O ₃	10.31	11.29	11.68	11.48	10.37	10.79	11.29	11.51	11.29	11.61	9.63	11.28	11.36
Fe ₂ O ₃	11.50	12.92	11.09	12.77	12.93	12.74	13.19	12.90	12.36	12.95	13.26	13.11	12.92
MnO	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.19	0.17	0.17	0.19	0.18	0.18
MgO	14.31	11.40	11.65	11.34	14.27	12.06	16.22	11.20	12.09	10.65	13.70	11.89	11.82
CaO	11.76	11.93	11.80	11.28	11.54	11.71	11.06	10.93	11.65	11.19	13.12	12.05	12.05
Na ₂ O	3.12	3.13	3.50	3.43	3.22	3.33	2.51	3.69	2.92	2.77	3.58	3.02	3.00
K ₂ O	1.36	1.40	1.05	1.70	0.47	1.59	1.39	1.62	1.55	1.51	1.52	1.47	1.50
P ₂ O ₅	1.03	0.77	0.89	0.92	0.67	1.00	0.65	0.86	0.71	0.79	1.23	0.18	0.80
LOI	0.50	GOI	GOI	0.05	0.07	GOI	GOI	GOI	GOI	0.11	0.47	GOI	GOI
Total	101.32	97.89	98.07	98.36	98.31	97.81	99.40	97.80	98.13	98.10	98.41	98.05	98.03
Valores normalizados (anhidros) para TAS													
MUESTRA	GCR-63	GCR-64	GCR-65	GCR-66	GCR-67	GCR-68	GCR-69	GCR-70	GCR-71	GCR-72	GCR-73	GCR-74	GCR-75
Total (-LO) para TAS	100.82	98.30	98.48	98.31	98.25	98.31	99.65	98.03	98.33	97.99	97.94	98.27	98.30
SiO ₂	43.61	42.15	43.63	42.35	41.79	42.12	41.80	42.23	42.80	43.39	39.03	41.04	41.47
TiO ₂	3.25	3.92	3.73	3.63	3.62	3.55	3.23	3.80	3.57	3.92	3.56	3.84	3.89
Al ₂ O ₃	10.22	11.48	11.86	11.68	10.56	10.98	9.64	11.74	11.48	11.84	9.84	11.47	11.55
Fe ₂ O ₃	11.41	13.14	11.26	12.99	13.16	12.96	13.24	13.16	12.57	13.21	13.54	13.34	13.14
MnO	0.18	0.18	0.18	0.19	0.18	0.19	0.18	0.19	0.17	0.18	0.19	0.18	0.18
MgO	14.20	11.60	11.83	11.54	14.53	12.27	16.27	11.43	12.30	10.87	13.99	12.10	12.03
CaO	11.66	12.14	11.99	11.48	11.74	11.91	11.10	11.15	11.85	11.42	13.40	12.26	12.2.6
Na ₂ O	3.10	3.18	3.56	3.49	3.28	3.38	2.51	3.77	2.97	2.83	3.65	3.07	3.05
K ₂ O	1.34	1.43	1.07	1.73	0.48	1.61	1.39	1.66	1.58	1.55	1.55	1.50	1.62
P ₂ O ₅	1.02	0.79	0.90	0.94	0.68	1.02	0.65	0.87	0.72	0.80	1.26	0.18	0.81
Total normalizado	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
TAS													
SiO ₂	43.97	41.43	42.96	41.64	41.05	41.41	41.65	41.40	42.08	42.52	38.23	41.32	40.76
Na ₂ O+K ₂ O	4.44	4.61	4.62	5.21	3.76	5.00	3.90	5.43	4.54	4.37	5.20	4.57	4.67
TIPO	BASANITA, bsn	BASANITA, mnp	BASANITA, bsn	BASANITA, mnp	BASANITA, bsn	BASANITA, mnp	BASANITA, mnp	BASANITA, mnp	BASANITA, mnp	BASANITA, bsn	FOIDITA, mnp	BASANITA, mnp	BA SANITA, mnp

Tabla 7.2: Continuación.

Asimismo, se han trazado diagramas binarios de variación química, enfrentando los elementos mayores frente al MgO (Fig. 7.5). Valores expresados en forma de % en peso de óxido.

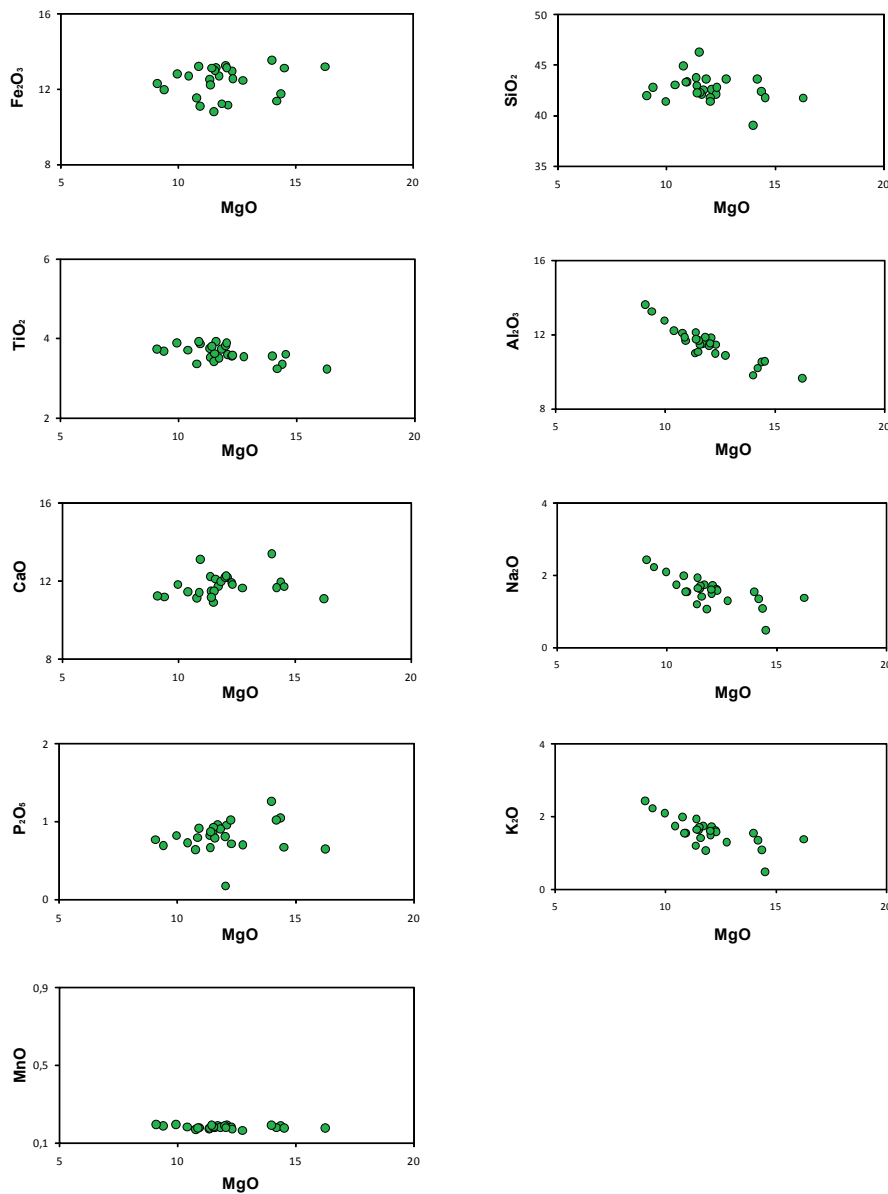


Figura 7.5: Diagramas binarios de variación lineal (diagramas Harker) de los elementos mayores frente al MgO. Valores expresados en % en peso de óxidos.

Tal como proponen Cox *et al.* (1979), el MgO resulta un parámetro más útil que el SiO₂ para observar variaciones químicas en el proceso de diferenciación de rocas básicas. Así, como se desprende de la figura 7.5, se pueden asignar tres categorías:

- Aquellos elementos que muestran un crecimiento general a medida que aumenta el MgO. Son el Fe₂O₃, el CaO y el P₂O₅.

- Los elementos que aumentan de forma contraria a MgO son SiO_2 , aunque de forma poco acentuada, y K_2O , Al_2O_3 y Na_2O , de forma mucho más clara.
- El MnO y TiO_2 muestran poca variación.

Similares resultados se obtienen si se enfrentan los elementos mayores al SiO_2 (diagramas de Harker), si bien en estos diagramas binarios los cambios de pendientes quedan menos marcados (Fig. 7.6).

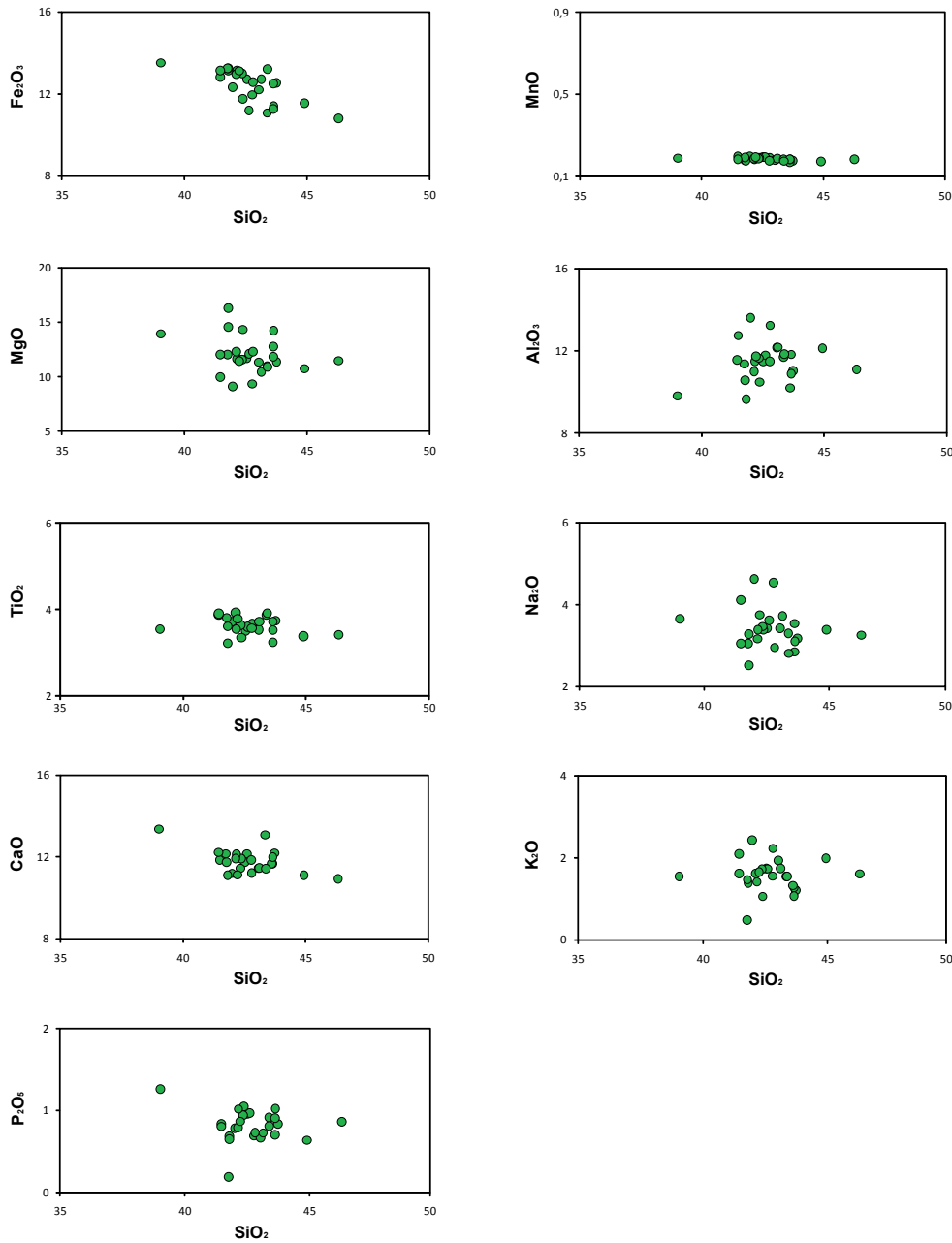


Figura 7.6: Diagramas binarios de variación lineal (diagramas Harker) de los elementos mayores frente al SiO_2 . Valores expresados expresados en % en peso de óxidos.

7.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Como se ha observado en los diagramas bivariantes (ver Fig. 7.5 y 7.6) y también en el TAS (ver Fig. 7.4), no existen tendencias lineales claras entre los elementos mayoritarios, lo cual descarta a la cristalización fraccionada como proceso exclusivo para la evolución magmática en el vulcanismo holoceno de Gran Canaria.

Aulinas (2008) en base a datos geoquímicos más precisos, postula procesos de mezclas de magmas (tanto magma *mixing* como magma *mingling*) para la evolución geoquímica de todo el vulcanismo Post-Roque Nublo, en general, y el holoceno, en particular. Esta se apoya también en las observaciones petrográficas, donde es frecuente la presencia de clinopiroxenos zonados con un núcleo verdoso (por tanto, más rico en Fe) y un borde marrón-beig (más rico en Mg). Estas zonaciones indican la existencia de cámaras magmáticas someras en las que por cristalización fraccionada se alcanzaría un cierto grado de evolución del magma (de aquí la formación de núcleos verdosos). La posterior llegada de magmas más profundos y básicos a la misma cámara magmática induciría la mezcla con los anteriores, generando el sobrecrecimiento de los clinopiroxenos (bordes marrones).

Así pues, la evolución geoquímica del vulcanismo holoceno requiere de procesos de cristalización fraccionada y mezclas de magmas para explicar su variabilidad. No obstante, ninguno de estos procesos debe actuar preferentemente, ya que las muestras holocenas presentan, en general, una gran homogeneidad composicional, mineralógica y textural.



Vista del cono de la erupción de Montañón Negro desde el campo de lavas

CAPÍTULO 8

ANÁLISIS DE LA MORFOLOGÍA VOLCÁNICA

8.1. INTRODUCCIÓN

El modelado en morfometría volcánica proporciona mediciones fiables de la erupción a través de la morfología del edificio y permite derivar, por ejemplo, el volumen de materiales extruidos, así como la pendiente y las orientaciones del terreno post-erupción. Estos parámetros son importantes para determinar la agradación o degradación de los terrenos volcánicos. En relación a los cambios en la morfología y en las tasas volumétricas de acumulación, estos parámetros permiten comprender procesos volcánicos como el comportamiento eruptivo, la dinámica del magma y los ciclos eruptivos, así como predecir el riesgo de un volcán y realizar el correspondiente plan de mitigación (Holcomb, 1987; Dvorak y Dzurisin, 1993; Stevens *et al.*, 1997; Rowland *et al.*, 1999; Murray y Stevens, 2000; Pareschi *et al.*, 2000; Rowland *et al.*, 2003; Mazzarini *et al.*, 2005; Stretch *et al.*, 2006; Harris *et al.*, 2007a). Respecto a la degradación, las variaciones de la morfología original permiten comprender los patrones que afectan a la erosión o a los movimientos de masas y su evolución, facilitando la evaluación de los riesgos asociados (Hooper y Sheridan, 1998; Favalli *et al.*, 1999; Thouret, 1999; Inbar y Risso, 2001; Kerle, 2002; Branca y Del Carlo, 2005; Renschler, 2005).

Los parámetros morfométricos tienen en común que pueden ser medidos después de la erupción, sin conocimiento de los fenómenos en función del tiempo. Esto es una ventaja cuando no hay datos que dependen de parámetros temporales medidos durante la erupción, como la duración, la velocidad de las coladas de lavas y aquellos relacionados con las tasas efusivas, que sólo pueden ser obtenidos para las erupciones históricas o actuales. En consecuencia, los modelos morfométricos pueden ser aplicados al vulcanismo antiguo y presente.

Muchos cálculos de la morfometría volcánica se basaron en la aplicación de métodos derivados de fórmulas geométricas. Por ejemplo, el volumen del cono tradicionalmente se calcula mediante la fórmula geométrica del cono truncado (Wood, 1980a; Wood, 1980b), mientras que el volumen de la colada de lava se determina multiplicando el área cubierta de lava por la potencia media estimada (Borelli, 1670; Hulme, 1974; Wadge *et al.*, 1975; Romano y Sturiale, 1982; Wilson y Head, 1983). Como resultado, los volúmenes eruptados de muchos volcanes de todo el mundo, se suelen dar en órdenes de magnitud por la escasa precisión en la mayoría de los cálculos (Simkin y Siebert, 1994).

Los avances en los Sistemas de Información Geográfica (SIG) proporcionan un adecuado marco metodológico para la elaboración de modelos morfométricos de erupciones volcánicas. Los parámetros morfológicos y sus derivados se pueden

determinar con mayor exactitud que con los métodos anteriormente citados. El procesamiento en el SIG de la información obtenida durante el trabajo de campo, junto a los antecedentes de cartografía geológica (unidades volcánicas, estructuras, etc.) y la superficie del terreno (mapas topográficos) permite obtener los datos morfométricos en terrenos volcánicos (ver apartado 4.4).

8.2. DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS MORFOMÉTRICOS Y ESTRUCTURALES

Los datos morfométricos usados comúnmente para los modelos volcánicos se presentan en la Tabla 8.1 (Wood 1980a; Hasenaka y Carmichael, 1985; Davidson y De Silva, 2000; Kilburn, 2000; Harris y Rowland, 2001; Corazzato y Tibaldi, 2006; Harris *et al.*, 2007b).

Cono volcánico	Colada de lava
Radio superior del cono (r)	
Radio base del cono (R)	
Radio superior del cráter (C_r)	
Radio inferior del cráter (C_R)	
Profundidad cráter (h_{Cr})	
Azimuth apertura de cráter (θ)	
Altura del cono (h)	Potencia (h)
	Longitud (L)
	Ancho (W)
Área (A)	Área (A)
Volumen (V)	Volumen (V)
Pendiente del cono (post-erupción)	
Orientación del cono (post-erupción)	
Pendiente sustrato (pre-erupción)	Pendiente del sustrato (pre-erupción)
Orientación del paleorelieve (pre-erupción)	Orientación del paleorelieve (pre-erupción)

Tabla 8.1: Parámetros morfométricos del cono y la colada de la lava habitualmente utilizados para estudios de acumulación y degradación en el modelado volcánico.

Las diferentes herramientas de los programas de SIG permiten una medición directa y precisa de los parámetros horizontales (diámetro, longitud,...). Sin embargo, es necesario llevar a cabo algún tipo de proceso para determinar los parámetros verticales (altura del cono, profundidad del cráter, etc.). El modelado de superficies desempeña un papel fundamental para la comparación del antes y el después de la erupción. Los efectos de la erupción sobre la topografía se analizan

utilizando los modelos digitales del terreno (MDT) (Stevens *et al.*, 1997; Rowland *et al.*, 1999; Rowland *et al.*, 2003).

La dificultad para encontrar edificios volcánicos conservados y conocer sus dimensiones exactas, hace necesario el desarrollo de modelos simulados de edificios volcánicos para la calibración y validación de metodologías. Para resolver esto, se han simulado las dos formas volcánicas que se analizan morfométricamente: el cono y la colada de lava (Fig. 8.1).

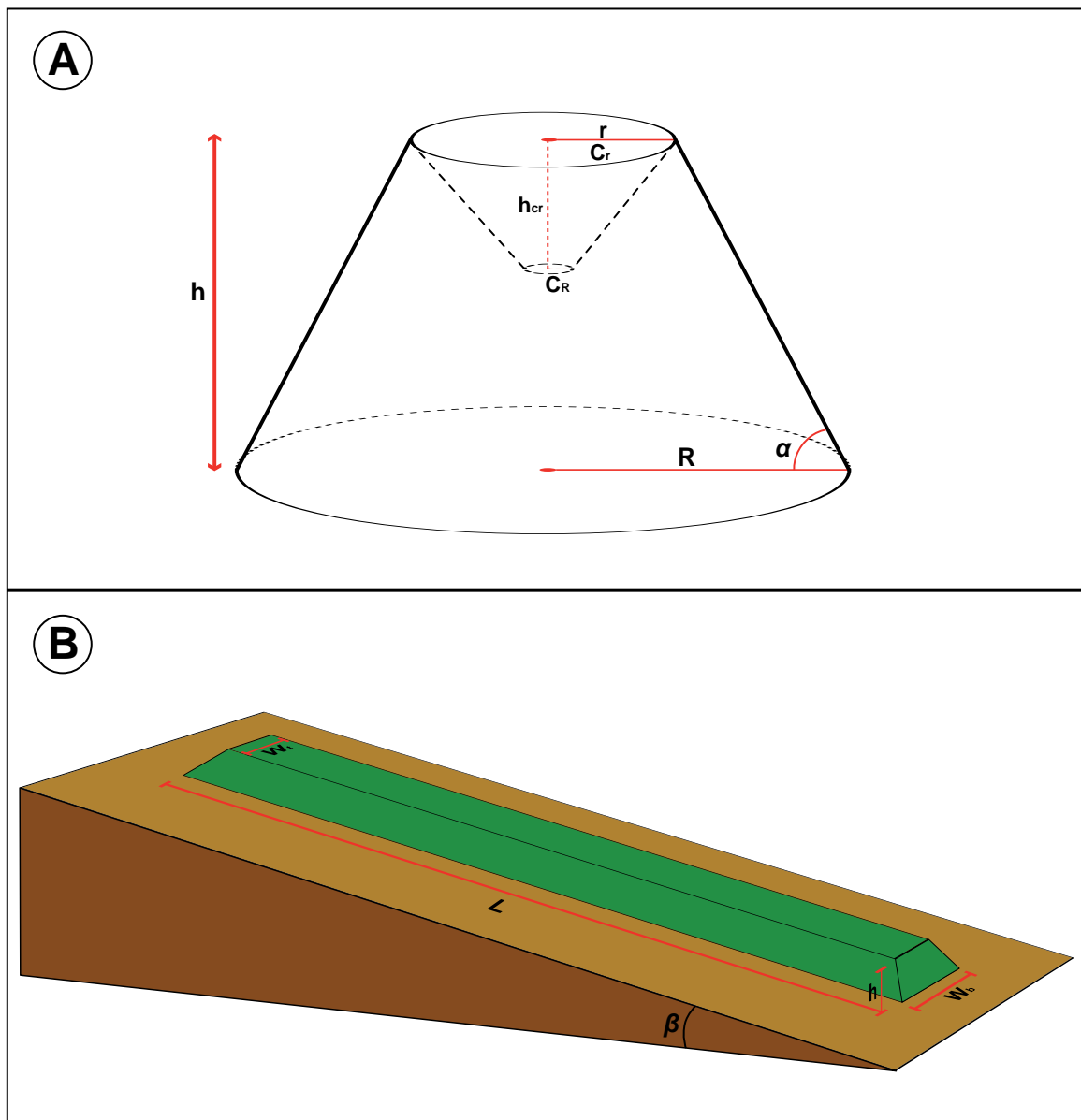


Figura 8.1: Modelo simulado de un cono (a) y de un flujo de lava (b) para el control de calidad de las medidas morfométricas.

El cono se representa como un cono truncado y con un cono truncado menor invertido en la parte superior para simular el interior del cráter, y la colada de lava por un prisma trapezoidal. Estos modelos simulados presentan unas dimensiones del mismo orden de magnitud a los típicos edificios volcánicos monogenéticos de erupciones basálticas (Tabla 8.2). La escala adecuada para las magnitudes de estos edificios volcánicos es la 1/5.000. Esta escala es usada como referencia para la construcción de los modelos simulados del cono y la colada de lava.

	Unidad	Cono simulado	Lava simulada
Radio superior del cono (r)	m	100	
Radio inferior del cono (R)	m	300	
Radio superior del cráter (C_p)	m	100	
Radio inferior del cráter (C_R)	m	10	
Profundidad cráter (h_{Cp})	m	45	
Longitud lava (L)	m		4.000
Ancho del techo de lava (w_t)	m		280
Ancho base de lava (w_b)	m		300
Potencia (h)	m	100	10
Cota base de lava (z)	m	100	100
Pendiente sustrato (β)	grados	—	2
Área (A)	m ²	282.743	1.200.000
Volumen (V)	m ³	13.090.493	11.600.000

Tabla 8.2: Dimensiones de los modelos simulados del cono y la lava utilizados en la evaluación de la calidad de los métodos morfométricos.

Todos los parámetros morfométricos de la Tabla 8.1 se validan en el cono y lava construidos, por medio de las herramientas disponibles en el programa de SIG. Para ello se ha usado el TNTmips desarrollado por la empresa Microimages. No obstante, todos los procedimientos se definen pensando en su disponibilidad en la mayoría de los programas SIG comerciales comúnmente usados.

8.2.1. Morfometría del cono

Los parámetros morfométricos del cono (ver Tabla 8.1) se calculan para el cráter, el interior del cráter, el resto de la superficie del cono (flancos) y la superficie inferior del cono. Esta última coincide con la superficie previa a la erupción.

El eje mayor (a) y menor (b) del cráter y la base del cono se calculan con la herramienta disponible para ello en el programa de SIG. Se ajusta a la forma de cráter y la base del cono y directamente muestra la información.

La excentricidad (e) calcula el grado de elongación del cráter y la base del cono, y se define como:

$$e = \sqrt{1 - \frac{(b/2)^2}{(a/2)^2}}$$

El valor de excentricidad (e) varía entre $0 \leq e < 1$, donde $e=0$ representa un cráter o base del cono perfectamente circular.

Los azimut del eje mayor del cráter y base del cono se expresan como los ángulos horizontales que forman respecto al Norte y en el sentido de las agujas del reloj, hasta los ejes principales. Este parámetro no se aplica a un cono y cráter perfectamente circular. La profundidad del cráter se calcula por la diferencia que existe entre la mayor elevación del cráter y la media de elevación en el resto del cráter. Estos valores se obtienen de los respectivos MDT. La altura del cono se define como la diferencia que existe entre la mayor elevación del cráter y la media de elevación de la base del cono (obtenido a partir del MDT antes de la erupción).

El volumen del cono se calcula con las diferencias de elevación existentes entre los MDT de las superficies antes de la erupción y después de la erupción, como se ha explicado en el apartado 4.4.4.3. Las pendientes y orientaciones del sustrato y el cono se obtienen desde los MDT antes y después de la erupción. Estos resultados se procesan para determinar y analizar los parámetros estadísticos básicos. Los datos obtenidos aplicando al modelo volcánico simulado se presentan en la Tabla 8.3.

La diferencia de las medidas en los parámetros longitudinales y volumétricos es inferior a $\pm 2\%$ y sólo en lo que respecta a la profundidad del cráter supera ligeramente este umbral de error (2,2%).

	Unidad	Cono simulado	Mediciones cono	Error (%)
Eje mayor cráter (a_{cr})	m	200	199	-0,5
Eje menor cráter (b_{cr})	m	200	199	-0,5
Excentricidad cráter (e_{cr})		0,0	0,0	
Azimut eje mayor cráter (θ)	grados	No disponible (circular)	No disponible (circular)	
Profundidad cráter (h_{cr})	m	45	46	2,2
Eje mayor cono (a_{co})	m	600	609	1,5
Eje menor cono (b_{co})	m	600	609	1,5
Excentricidad cono (e_{co})		0,0	0,0	
Azimut eje mayor cono (θ)	grados	No disponible (circular)	No disponible (circular)	
Altura cono (h)	m	100	100	<0,1
Área (A)	m ²	282.743	285.485	1,0
Volumen cono (V)	m ³	13.090.493	13.084.787	<0,1
Pendiente cono (α)	grados	30		
Mediana	grados		26	-13,3
Media	grados		26	-13,3
Mínimo	grados		0	
Máximo	grados		41	
Desviación Estándar	grados		4	
Pendiente base cono (pre-erupción)	grados	0		
Mediana	grados		0	<0,1
Media	grados		0	<0,1
Mínimo	grados		0	
Máximo	grados		0	
Desviación Estándar	grados		0	

Tabla 8.3: Comparación de las dimensiones del cono simulado con los parámetros morfométricos medidos con las herramientas SIG.

8.2.2. Morfometría de la colada de lava

Una colada se representa como una unidad poligonal en una capa vectorial de un SIG. La longitud de la colada de lava se obtiene con las herramientas de medida de las que dispone el programa de SIG. El ancho de la colada de lava por lo general varía a lo largo de todo el recorrido debido a las propiedades reológicas del magma y a la topografía previa (p. ej., un fondo de barranco actúa como canal para el flujo). Por lo tanto, un único valor del ancho de la colada no es adecuado para representar las funciones morfométricas, por eso es mucho mejor trabajar con perfiles transversales a lo largo de la dirección del flujo para analizar su variabilidad (Mazzarini *et al.*, 2005). En el caso del modelo simulado, todas las secciones son idénticas, lo que hace innecesario este procedimiento. En cambio, para los casos reales, la variabilidad en los valores de anchura hace necesario considerar su análisis estadístico. Las intersecciones de estos perfiles con el eje longitudinal se usan para obtener los datos de elevación y pendiente (Harris *et al.*, 2004). El área de la colada de lava se expresa como el área del polígono del vector en un plano para el caso del modelo simulado. En cambio, aplicado a casos reales el área va a estar condicionada por la morfología que presente el área inundada. La potencia o espesor de la colada de lava se calcula por la diferencia de superficies entre

el antes y después de la erupción (Rowland *et al.*, 2003). Se considera un valor medio de espesor o potencia, si bien las herramientas SIG permiten añadir otros parámetros específicos para el desarrollo de modelos morfométricos en casos más complejos, por ejemplo en coladas de lava con levées a lo largo de todo su recorrido, donde un parámetro importante es el espesor del leveè (Mazzarini *et al.*, 2005). Tanto el volumen, como la pendiente y la orientación del terreno se obtienen de la misma manera que para el cono. Los valores del flujo de lava simulado y los correspondientes datos obtenidos se presentan en la Tabla 8.4. La diferencia en las medidas de los parámetros longitudinales y volumétricos es inferior a $\pm 1\%$. En cuanto a la pendiente, se comporta de la misma manera que para el cono. Por lo tanto, es más adecuado trabajar con los rasters de pendiente que con los valores medios.

	Unidad	Flujo lava simulado	Mediciones Flujo Lava	Error (%)
Longitud (L)	m	4.000	3.997	-0,1
Ancho superior (w_t)	m	280	278	-0,6
Ancho base (w_b)	m	300	300	-0,1
Área (A)	m ²	1.200.000	1.198.080	-0,2
Altura (h) (espesor)	m	10	10	0,0
Volumen (V)	m ³	11.600.000	11.554.727	-0,4
Pendiente base del flujo lava (β)	grados	2		
Mediana	grados		1	-50,0
Media	grados		2	0,0
Mínimo	grados		0	
Máximo	grados		6	
Desviación Estándar	grados		2	

Tabla 8.4: Comparación de los parámetros morfométricos del modelo simulado y de los medidos con las herramientas SIG.

8.2.3. Morfometría de los depósitos piroclásticos de dispersión horizontal

Los piroclastos de dispersión horizontal o de caída se presentan como un caso especial en el análisis morfométrico ya que por lo general en estos depósitos no se puede aplicar plenamente la metodología descrita. En lo que respecta al parámetro de espesor, se considera un valor medio para todo el depósito para obtener el cálculo volumétrico estimado. En cambio, en lo que respecta a los parámetros horizontales pueden ser determinados con la misma precisión que en el caso del cono y la colada, destacando el área de dispersión condicionada no solo por el tipo de erupción, sino también por la influencia predominante de los vientos que realmente es el factor externo que va a condicionar en última instancia el área ocupada por estos depósitos.

Aunque el grado de exactitud es menor que el obtenido para los conos o para los flujos de lavas, este hecho es de importancia relativa ya que en cada erupción esta unidad volcánica representa un porcentaje pequeño o simplemente en el volumen total de la erupción. Sin embargo, en algunos casos del vulcanismo holoceno de Gran Canaria (las erupciones de Bandama y Montaña Pelada) estos depósitos presenta un porcentaje más importante ya que son las erupciones más explosivas (freatomagmáticas) surgidas en el Holoceno.

8.2.4. Estimación de volúmenes eruptados

Los cálculos volumétricos del cono, del flujo de lava y los depósitos piroclásticos de caída mediante los procedimientos tradicionales (fórmulas geométricas) superan en un 52%, 56%, y un 16% a los obtenidos por la aplicación de herramientas SIG, respectivamente, como se demostró en el apartado 4.4.4.3. Sin embargo, a pesar de estas diferencias, los procedimientos tradicionales son muy útil en una primera estimación de volúmenes, especialmente durante el trabajo de campo.

Hasta ahora se han procesado por separado los volúmenes del cono, el flujo de lava y los depósitos piroclásticos de caída. Sin embargo, un cálculo importante en morfometría volcánica es el volumen total de la erupción. No basta con sumar los volúmenes independientes de los diferentes productos, es necesario, además, tomar en cuenta un factor de corrección surgido del concepto de volumen de roca densa equivalente, conocido habitualmente con el término anglosajón *Dense Rock Equivalent* o *DRE*. El volumen estimado por separado de cada unidad volcánica o volumen bruto (V_{bulk}) incluye tanto la parte sólida como la hueca de los materiales de la erupción. La diferencia de porosidad entre los piroclastos y la lava es evidente, pero también hay diferencias dentro de cada material. Por ejemplo, la porosidad de la lavas oscila entre 4 a 60%. Estas características hacen que sea necesario aplicar una corrección a fin de estimar el volumen de roca densa equivalente en la erupción (V_{dre}). Por tanto:

$$V_{dre} = V_{bulk} (1-\omega)$$

Donde ω es la fracción de volumen poroso (Wolfe *et al.*, 1987; Rowland *et al.*, 1999; Harris *et al.*, 2007a). La aplicación de este procedimiento a todas las erupciones holocenas se ha realizado considerando una corrección del 75% para el cono y los depósitos de piroclastos de caída (Mangan y Cashman, 1996) y del 25% para la colada de lava, tomando como referencia una colada de lava basáltica tipo a'a' (Wolfe *et al.*, 1987).

8.2.5. Parámetros estructurales

La distribución espacial de los centros de emisión que caracterizan al vulcanismo holoceno permite en ocasiones establecer una serie de lineamientos entre varios edificios, alcanzando longitudes desde centenas de metros hasta kilómetros. El objeto de este análisis es identificar las posibles direcciones de las fracturas regionales en una determinada zona (Koike *et al.*, 1998; Casas *et al.*, 2000; McElfresh *et al.*, 2002). Según O'Leary *et al.* (1976), un lineamiento se define geomorfológicamente como una representación cartográfica lineal simple o compuesta de una característica del terreno cuyas partes se alinean siguiendo una línea recta o ligeramente curvilínea que refleja un fenómeno interno de la superficie (Fig. 8.2). Estos lineamientos pueden incluir fondos de barrancos, divisorias, líneas de costa, límites de zonas elevadas, formaciones rocosas y zonas de fractura (Hobbs *et al.*, 1904). Para determinar la naturaleza de los lineamientos es necesario acudir a los mapas geológicos, ortofotos, MDTs, y a las observaciones de campo, etc.

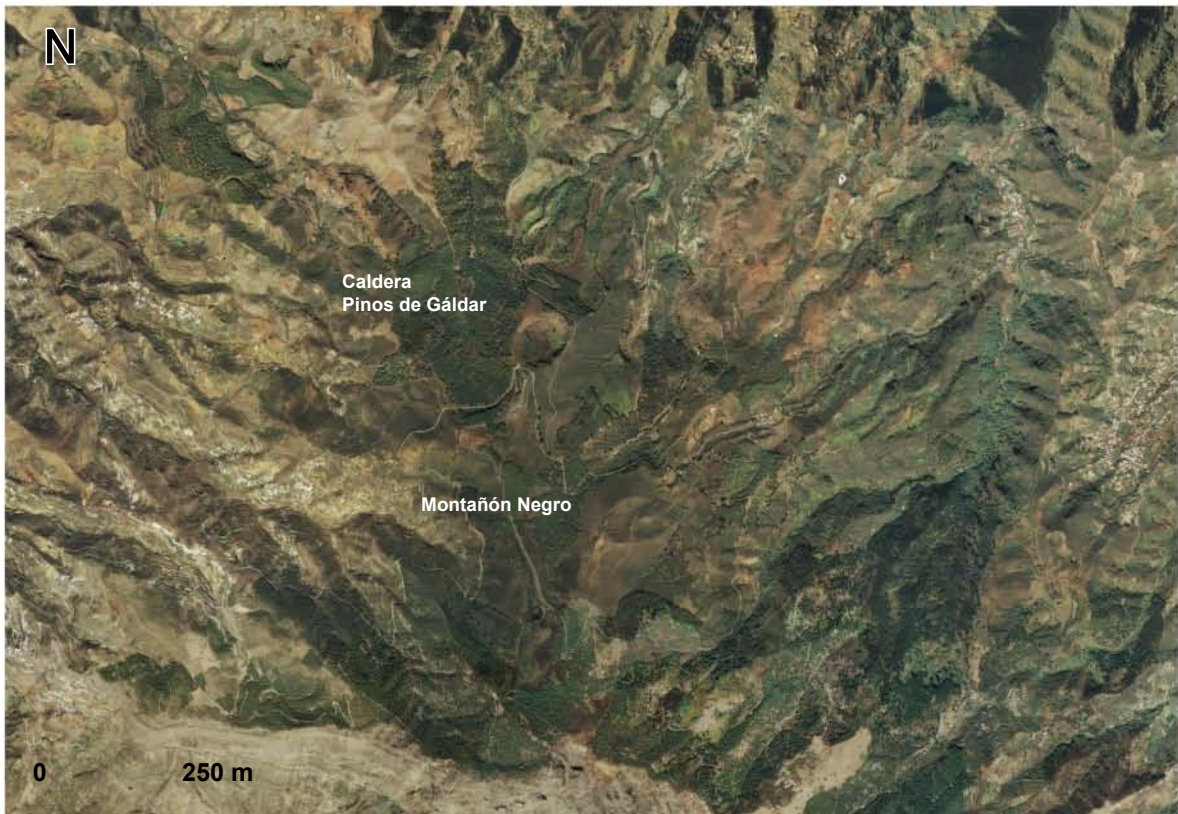


Figura 8.2: Vista oblicua de un ejemplo de lineamiento (línea discontinua) de dos edificios volcánicos holocenos (imagen de Google Earth).

8.3. RESULTADOS MORFOMÉTRICOS Y ESTRUCTURALES

8.3.1. Conos

Una vez clasificados los parámetros morfométricos más comunes para el cono, se aplican a cada uno de los edificios volcánicos principales que configura cada erupción (Fig. 8.3). La tabla 8.5 presenta las mediciones morfométricas realizadas en los conos, ordenados crono-estratigráficamente desde el más antiguo (El Draguillo) hasta el más joven (Pico de Bandama). No se han tomado en cuenta en estos análisis morfométricos, debido a su insuficiente entidad, los puntos de emisión conocidos como Bohodén, Conoleta de Fagajesto y Salidero al O del Garañón. Sin embargo, sí se han descrito en el capítulo 5 sus aspectos morfológicos más destacados acompañados por la cartografía correspondiente.



Figura 8.3: Vista general de un cono volcánico holoceno (Montañón Negro), marcando la silueta de la apertura del cráter, de los cuales se obtienen los parámetros morfométricos con las herramientas SIG.

	Unidad	El Draguillo (27)	Barros II (26)	El Hoyo (25)	El Melosal (24)	Santidad (23)	San Mateo (22)
Cota máxima del cono	m	455	627	490	571	701	856
Eje mayor cráter (a_{cr})	m	76	183	178	198	150	192
Eje menor cráter (b_{cr})	m	64	54	164	82	138	109
Excentricidad cráter (e_{cr})		0,5	1,0	0,4	0,9	0,4	0,8
Azimet eje mayor cráter (θ)	grados	11	45	109	135	36	345
Profundidad cráter (h_{cr})	m	30	26	45	19	58	22
Eje mayor cono (a_{co})	m	290	384	400	340	750	338
Eje menor cono (b_{co})	m	123	174	340	177	475	250
Excentricidad cono (e_{co})		0,9	0,9	0,5	0,9	0,8	0,7
Azimet eje mayor cono (θ)	grados	143	169	165	145	160	158
Altura cono (h)	m	56	44	59	39	101	42
Área (A)	m ²	34.128	48.922	89.473	52.562	206.601	58.495
Volumen cono (V)	m ³	691.379	1.117.449	2.452.957	494.324	6.004.675	826.617
Pendiente cono (α)							
Mediana	grados	33	27	27	14	23	22
Media	grados	31	27	26	17	22	22
Mínimo	grados	0	0	0	0	0	0
Máximo	grados	62	64	53	50	50	50
Desviación Estándar	grados	14	14	10	12	10	9
Pendiente base cono (pre-erupción)							
Mediana	grados	32	17	17	1	6	11
Media	grados	31	18	17	4	9	12
Mínimo	grados	0	0	0	0	0	0
Máximo	grados	62	45	59	27	63	42
Desviación Estándar	grados	11	9	8	5	8	8

Tabla 8.5: Parámetros morfométricos de conos de los edificios volcánicos de las erupciones holocenas de Gran Canaria.

	Unidad	Caldereta Valleseco (21)	Cono de Fagajesto (20)	Hondo de Fagajesto (19)	Embudo Fagajesto (18)	Montañón Negro (17)	Caldera Pinos de Gáldar (16)
Cota máxima del cono	m	1.286	1.106	1.165	1.145	1.666	1.560
Eje mayor cráter (a_{cr})	m	282	156	205	105	393	410
Eje menor cráter (b_{cr})	m	211	106	185	57	278	295
Excentricidad cráter (e_{cr})		0,7	0,7	0,4	0,8	0,7	0,7
Azimut eje mayor cráter (θ)	grados	40	215	240	203	51	27
Profundidad cráter (h_{cr})	m	57	19	65	35	86	107
Eje mayor cono (a_{co})	m	662	384	390	265	1.136	993
Eje menor cono (b_{co})	m	515	248	283	168	718	946
Excentricidad cono (e_{co})		0,6	0,8	0,7	0,8	0,8	0,3
Azimut eje mayor cono (θ)	grados	153	136	73	159	12	131
Altura cono (h)	m	88	44	33	50	160	193
Área (A)	m ²	204.610	7.318	81.437	33.380	521.844	642.662
Volumen cono (V)	m ³	6.676.533	990.762	1.577.798	903.137	17.401.101	16.968.864
Pendiente cono (α)							
Mediana	grados	27	20	16	35	24	27
Media	grados	25	19	19	35	22	26
Mínimo	grados	0	0	0	0	0	0
Máximo	grados	60	52	67	69	46	51
Desviación Estándar	grados	10	11	14	15	10	8
Pendiente base cono (pre-erupción)							
Mediana	grados	13	13	11	17	13	22
Media	grados	13	15	10	17	13	21
Mínimo	grados	0	0	0	0	0	0
Máximo	grados	37	50	58	59	39	52
Desviación Estándar	grados	6	7	7	8	7	9

Tabla 8.5: Continuación.

	Unidad	Jabalobos (15)	Berrazales (14)	Montaña Pelada (13)	Montaña Pelada II (12)	Montaña Negra de Jinámar (11)
Cota máxima del cono	m	672	617	331	175	140
Eje mayor cráter (a_{cr})	m	75	210	370	—	26
Eje menor cráter (b_{cr})	m	64	124	226	—	25
Excentricidad cráter (e_{cr})		0,5	0,8	0,8	—	0,3
Azimut eje mayor cráter (θ)	grados	245	243	327	—	300
Profundidad cráter (h_{cr})	m	14	50	83	—	2
Eje mayor cono (a_{co})	m	208	420	1.244	660	592
Eje menor cono (b_{co})	m	150	280	798	150	287
Excentricidad cono (e_{co})		0,7	0,7	0,8	1,0	0,9
Azimut eje mayor cono (θ)	grados	99	108	126	67	145
Altura cono (h)	m	35	57	125	21	54
Área (A)	m ²	19.886	55.429	636.721	77.574	119.453
Volumen cono (V)	m ³	178.820	1.067.773	26.896.616	1.106.206	1.045.332
Pendiente cono (α)						
Mediana	grados	25	33	23	6	21
Media	grados	24	32	22	8	21
Mínimo	grados	2	0	0	0	0
Máximo	grados	53	66	51	46	53
Desviación Estándar	grados	9	12	11	8	11
Pendiente base cono (pre-erupción)						
Mediana	grados	23	36	6	6	13
Media	grados	24	35	8	8	15
Mínimo	grados	0	0	0	0	0
Máximo	grados	53	68	44	30	55
Desviación Estándar	grados	10	11	5	6	10

Tabla 8.5: Continuación.

	Unidad	Sima Jinámar (10)	Montaña Rajada (9)	Cuesta de Las Gallinas (8)	Montaña del Gallego (7)	El Lentiscal (6)
Cota máxima del cono	m	295	270	191	165	500
Eje mayor cráter (a_{cr})	m	138	47	100	140	500
Eje menor cráter (b_{cr})	m	116	14	89	136	296
Excentricidad cráter (e_{cr})		0,5	1,0	0,5	0,2	0,8
Azimet eje mayor cráter (θ)	grados	57	164	350	70	354
Profundidad cráter (h_{cr})	m	28	2	8	27	99
Eje mayor cono (a_{co})	m	410	76	400	342	725
Eje menor cono (b_{co})	m	242	64	338	279	592
Excentricidad cono (e_{co})		0,8	0,5	0,5	0,6	0,6
Azimet eje mayor cono (θ)	grados	131	162	28	27	158
Altura cono (h)	m	35	6	47	33	123
Área	m ²	76.006	3.911	83.335	62.453	344.560
Volumen cono (V)	m ³	1.500.764	30.079	795.217	1.219.357	10.599.533
Pendiente cono (α)						
Mediana	grados	15	19	19	22	27
Media	grados	16	18	19	21	25
Mínimo	grados	0	0	0	0	0
Máximo	grados	45	40	51	50	52
Desviación Estándar	grados	9	10	11	12	10
Pendiente base cono (pre-erupción)						
Mediana	grados	13	4	15	8	14
Media	grados	13	6	15	9	16
Mínimo	grados	0	0	0	0	0
Máximo	grados	36	27	39	35	59
Desviación Estándar	grados	5	6	8	7	9

Tabla 8.5: Continuación.

	Unidad	Doramas (5)	El Garañón (4)	Caldera Bandama (3)	Cono Pre-Caldera Bandama (2)	Pico Bandama (1)
Cota máxima del cono	m	—	1.551	485	531	570
Eje mayor cráter (a_{cr})	m	—	185	950	300	563
Eje menor cráter (b_{cr})	m	—	127	817	230	304
Excentricidad cráter (e_{cr})		—	0,7	0,5	0,6	0,8
Azimet eje mayor cráter (θ)	grados	—	38	355	332	338
Profundidad cráter (h_{cr})	m	—	29	207	60	117
Eje mayor cono (a_{co})	m	—	316	1420	819	953
Eje menor cono (b_{co})	m	—	252	1148	707	912
Excentricidad cono (e_{co})		—	0,6	0,6	0,5	0,3
Azimet eje mayor cono (θ)	grados	—	136	150	53	146
Altura cono (h)	m	—	36	50	104	214
Área (A)	m ²	—	63.480	1.240.874	472.837	654.874
Volumen cono (V)	m ³	—	838.607	13.032.537	16.091.416	47.037.655
Pendiente cono (α)						
Mediana	grados	—	19	28	17	29
Media	grados	—	19	28	17	28
Mínimo	grados	—	0	0	0	0
Máximo	grados	—	45	65	44	57
Desviación Estándar	grados	—	8	11	7	9
Pendiente base cono (pre-erupción)						
Mediana	grados	—	17	13	8	8
Media	grados	—	16	15	9	9
Mínimo	grados	—	0	0	0	0
Máximo	grados	—	40	53	34	34
Desviación Estándar	grados	—	8	9	5	5

Tabla 8.5: Continuación.

Una vez determinados los parámetros morfométricos medidos en cada uno de los conos individualmente, se han estimado las estadísticas básicas del conjunto de todos los edificios (Tabla 8.6).

Los conos presentan un cráter elipsoidal, abierto en herradura principalmente, aunque los valores máximos del eje mayor del cono, hasta 950 m, se identifican con cráteres originados por calderas, al igual que los valores mínimos, hasta 26 m, que son característicos de hornitos. De igual forma ocurre en las variables de los ejes mayor y menor de la base del cono, así como de la profundidad del cráter, cuyos valores máximo y mínimo están identificados igualmente con una caldera y un hornito respectivamente. La altura del cono varía desde 6 hasta 214 m, alcanzando una altura media de unos 70 m, condicionada principalmente por la orografía del terreno. En cambio, en la extensión que ocupa el cono y el volumen acumulado influye además la dirección de los vientos predominantes durante la erupción (p. ej. los Vientos Alisios de componente NE-SO).

Las pendientes máximas, hasta 35°, corresponden con sectores del edificio volcánico muy escarpados. Las pendientes mínimas, hasta 6°, son características de acumulaciones de emplastes rellenando una depresión. En el cómputo global la pendiente de los conos viene caracterizada por la interferencia entre el fenómeno volcánico y la erosión. Los conos son erosionados rápidamente, ya sea por la inestabilidad del propio edificio y/o rupturas de pendientes (procesos internos), así como por el arrastre del agua que afecta a los flancos del cono cuando este rellena parte del cauce de los barrancos (Paris *et al.*, 2006). El volumen del cono varía desde 30.079 hasta 47.037.655 m³, dependiendo principalmente del tipo de erupción, sin embargo, el volumen medio se calcula en 6.828.673 m³, caracterizado por erupciones principalmente estrombolianas. En el cómputo global, el volumen de material eruptado que representan los conos volcánicos del vulcanismo holoceno de Gran Canaria, asciende a un total de 177.545.508 m³ (0,177 km³) (ver tabla 8.5).

Nº de conos = 26	Unidad	Mediana	Media	Mínimo	Máximo	Desviación Estándar
Cota máxima del cono	m	571	697	140	1666	457
Eje mayor cráter (a_{cr})	m	185	245	26	950	202
Eje menor cráter (b_{cr})	m	127	172	14	817	160
Excentricidad cráter (e_{cr})		0,7	0,6	0,2	1,0	0,2
Azimet eje mayor cráter (θ)	grados	203	185	11	355	128
Profundidad cráter (h_{cr})	m	35	52	2	207	46
Eje mayor cono (a_{co})	m	405	574	76	1420	343
Eje menor cono (b_{co})	m	282	408	64	1148	293
Excentricidad cono (e_{co})		0,7	0,7	0,3	1,0	0,2
Azimet eje mayor cono (θ)	grados	140	121	12	169	47
Altura cono (h)	m	50	71	6	214	53
Área (A)	m ²	79.506	229.224	3.911	1.240.874	296.346
Volumen cono (V)	m ³	1.168.403	6.828.673	30.079	47.037.655	10.876.754
Pendiente cono (α)						
Mediana	grados	23	23	6	35	7
Media	grados	22	23	8	35	6
Mínimo	grados	0	0	0	2	0
Máximo	grados	52	54	40	69	8
Desviación Estándar	grados	10	11	7	15	2
Pendiente base cono (pre-erupción)						
Mediana	grados	13	14	1	36	8
Media	grados	14	15	4	35	7
Mínimo	grados	0	0	0	0	0
Máximo	grados	45	46	27	68	12
Desviación Estándar	grados	8	8	5	11	2

Tabla 8.6: Estadística conjunta de los parámetros morfométricos medidos en los conos volcánicos holocenos de Gran Canaria.

8.3.2. Coladas de Lavas

Una vez clasificados los parámetros morfométricos usados más comúnmente para el flujo de lava, se aplican a las coladas de todos los edificios volcánicos principales que configura cada erupción. Las tabla 8.7 presenta todas las mediciones realizadas en las coladas de lava holocenas que se analizan morfométricamente, ordenadas al igual que para los conos, crono-estratigráficamente desde más antigua (El Draguillo) hasta más joven (Pico de Bandama). Igualmente aquí, los emplastes lávicos y pequeñas coladas de los centros de emisión de El Bohodén, Conoleta de Fagajesto y Salidero al O del Garañón, no se han tenido en cuenta para los análisis morfométricos a fin de no distorsionar los valores generales que se obtengan para el resto de edificios de entidad importante.

En el caso de ser más de una lava emergiendo desde un mismo edificio volcánico y canalizadas por barrancos diferentes (p. ej. la erupción de Santidad), se aplican los valores medios que engloben cada unos de los flujos principales que configura la erupción. Hay que recordar que el distintivo geomorfológico de estos flujos lávicos holocenos es su ubicación en los fondos de los barrancos (Fig. 8.4).



Figura 8.4: Lava del edificio volcánico El Melosal inundando el cauce del Barranco de Cazorla.

	Unidad	El Draguillo (27)	Barros II (26)	El Hoyo (25)	El Melosal (24)	Santidad (23)	San Mateo (22)
Longitud (L)	m	1.408	2.069	3.561	2.893	4.974	3.423
Ancho base (w_b)							
Mediana	m	36	14	84	72	233	57
Media	m	39	34	89	75	290	61
Mínimo	m	15	9	10	18	50	23
Máximo	m	65	204	189	166	877	119
Desviación Estándar	m	15	52	37	43	183	22
Área (A)	m ²	59.034	73.678	307.517	211.091	1.368.138	199.052
Altura (h) (espesor)							
Mediana	m	4	4	3	3	4	4
Media	m	7	4	4	3	4	5
Mínimo	m	1	1	1	1	2	1
Máximo	m	30	9	11	7	12	11
Desviación Estándar	m	9	2	3	2	2	2
Volumen (V)	m ³	301.015	157.724	963.461	454.023	4.418.828	664.922
Pendiente base del flujo de lava (β)							
Mediana	grados	13	14	8	8	7	11
Media	grados	17	17	8	9	8	13
Mínimo	grados	1	0	0	1	0	3
Máximo	grados	44	34	23	28	18	27
Desviación Estándar	grados	12	11	6	7	4	7

Tabla 8.7: Parámetros morfométricos medidos en las coladas de lava de las erupciones holcenas de Gran Canaria.

	Unidad	Caldereta Valleseco (21)	Cono de Fagajesto (20)	Hondo de Fagajesto (19)	Embudo Fagajesto (18)	Montañón Negro (17)	Caldera Pinos de Gáldar (16)
Longitud (L)	m	6.955	10.352	—	—	7.730	7.472
Ancho base (w_b)							
Mediana	m	100	98	—	—	126	75
Media	m	108	131	—	—	131	81
Mínimo	m	11	7	—	—	17	15
Máximo	m	276	542	—	—	337	188
Desviación Estándar	m	67	95	—	—	66	38
Área (A)	m ²	745.975	1.327.880	—	—	1.003.530	596.649
Altura (h) (espesor)							
Mediana	m	3	5	—	—	5	3
Media	m	3	6	—	—	5	3
Mínimo	m	1	1	—	—	1	1
Máximo	m	9	20	—	—	14	10
Desviación Estándar	m	2	4	—	—	3	2
Volumen (V)	m ³	2.928.364	7.182.914	—	—	4.862.313	1.720.494
Pendiente base del flujo de lava (β)							
Mediana	grados	7	6	—	—	10	8
Media	grados	9	9	—	—	10	10
Mínimo	grados	0	0	—	—	0	0
Máximo	grados	33	45	—	—	29	33
Desviación Estándar	grados	6	9	—	—	6	7

Tabla 8.7: Continuación.

	Unidad	Jabalobos (15)	Berrazales (14)	Montaña Pelada (13)	Montaña Pelada II (12)	Montaña Negra de Jinámar (11)
Longitud (L)	m	1.441	1.188	—	2.016	107
Ancho base (w_b)						
Mediana	m	82	71	—	87	89
Media	m	93	71	—	97	89
Mínimo	m	13	18	—	22	89
Máximo	m	225	118	—	175	89
Desviación Estándar	m	62	32	—	46	
Área (A)	m ²	135.166	81.060	—	191.893	11.000
Altura (h) (espesor)						
Mediana	m	3	7	—	1	3
Media	m	3	7	—	3	3
Mínimo	m	1	2	—	1	3
Máximo	m	6	10	—	14	3
Desviación Estándar	m	2	3	—	3	
Volumen (V)	m ³	277.434	405.046	—	379.826	33.000
Pendiente base del flujo de lava (β)						
Mediana	grados	11	16	—	4	12
Media	grados	14	16	—	3	12
Mínimo	grados	1	6	—	0	12
Máximo	grados	40	26	—	7	12
Desviación Estándar	grados	10	6	—	2	

Tabla 8.7: Continuación.

	Unidad	Sima Jinámar (10)	Montaña Rajada (9)	Cuesta de Las Gallinas (8)	Montaña del Gallego (7)	El Lentiscal (6)
Longitud (L)	m	1.290	446	1.194	3.201	3.972
Ancho base (w_b)						
Mediana	m	115	119	121	139	259
Media	m	102	106	124	136	257
Mínimo	m	53	66	42	39	134
Máximo	m	138	129	203	219	351
Desviación Estándar	m	30	26	53	48	52
Área (A)	m ²	137.033	43.740	148.454	430.261	993.703
Altura (h) (espesor)						
Mediana	m	2	3	2	1	13
Media	m	2	3	2	2	13
Mínimo	m	1	1	1	1	4
Máximo	m	6	6	4	4	24
Desviación Estándar	m	1	2	1	1	5
Volumen (V)	m ³	292.597	127.315	351.584	509.445	9.945.377
Pendiente base del flujo de lava (β)						
Mediana	grados	6	6	8	0	3
Media	grados	5	10	8	2	3
Mínimo	grados	0	4	1	0	0
Máximo	grados	16	23	17	6	8
Desviación Estándar	grados	4	8	4	2	3

Tabla 8.7: Continuación.

	Unidad	Doramas (5)	El Garañón (4)	Caldera Bandama (3)	Cono Pre-Caldera Bandama (2)	Pico Bandama (1)
Longitud (L)	m	6.815	1.318	150	—	2.585
Ancho base (w_b)						
Mediana	m	27	46	4	—	348
Media	m	29	48	4	—	334
Mínimo	m	5	10	4	—	172
Máximo	m	76	82	4	—	527
Desviación Estándar	m	16	19	—	—	98
Área (A)	m ²	191.967	62.547	600	—	881.819
Altura (h) (espesor)						
Mediana	m	1	5	3	—	12
Media	m	2	5	3	—	14
Mínimo	m	1	1	3	—	2
Máximo	m	5	10	3	—	25
Desviación Estándar	m	1	3	—	—	6
Volumen (V)	m ³	172.420	197.408	900	—	10.738.722
Pendiente base del flujo de lava (β)						
Mediana	grados	6	20	2	—	6
Media	grados	9	18	2	—	6
Mínimo	grados	0	3	2	—	1
Máximo	grados	37	24	2	—	11
Desviación Estándar	grados	8	7	—	—	2

Tabla 8.7: Continuación.

Una vez presentados los parámetros morfométricos medidos en cada una de las coladas de lavas individualmente, la Tabla 8.8 presenta una estadística en conjunto de todos los flujos de lavas que emergen de los edificios volcánicos holocenos de Gran Canaria.

La distancia recorrida por las lavas varía mucho de unos volcanes a otros, desde los 10.352 m la de mayor distancia (Cono de Fagajesto) y por consiguiente la única que llega hasta el mar, hasta escasamente una centena de metros, característicos de flujos que quedan muy próximos al centro de emisión, como es el caso de Montaña Negra Jinámar. La orografía del terreno, en este caso la morfología del barranco por el cual va a fluir la colada, es muy diversa, encontrando desde barrancos muy encajados que apenas alcanzan los 4 m de ancho, como es el caso del barranco de Azuaje por donde se encauzó la lava de Doramas, hasta barrancos planos y en artesa de hasta más de 350 m, como es el caso del barranco de Agaete por donde fluyó la colada de la erupción de Fagajesto. Estas distancias son comparables a la isla de Tenerife (Carracedo, 2006a) y netamente inferior a las alcanzadas en otras islas volcánicas donde se registran coladas que alcanzan hasta los 105 km en pendientes de escasamente 1° (Islandia), de 50 km en la erupción del Mauna Loa (Hawai'i).

Igualmente, el área que ocupan los flujos de lavas está condicionada por la morfología del cauce y la facilidad que tenga para poder fluir sin obstáculos. La potencia o espesor de la colada varía desde 1 m, generalmente en los frentes de lava o en planicies donde se expanden los flujos, hasta los 30 m de potencia, asociados a flujos que presentan bloques erráticos en su superficie o flujos encajados en barrancos estrechos o cercanos al salidero del edificio, como es el caso de la erupción del Lentiscal.

La pendiente por donde fluyen las coladas de lavas va a jugar un papel importante en todos sus aspectos: morfología, distancia recorrida, área de inundación, espesor, volumen. Esta pendiente varía desde 0°, en barrancos muy planos, hasta 45°. Destacar la variable volumen que va a estar muy relacionada con el ratio eruptivo y a su vez con la duración de la erupción, por tanto el aporte de material que varía desde los 900 m³ como mínimo hasta los más de 10x10⁶ m³ de volumen máximo alcando por un flujo de lava. En el cómputo global, el volumen de material eruptado que representan las coladas de lavas del vulcanismo holoceno de Gran Canaria, asciende a un total de 47.085.132 m³ (0,047 km³) (ver tabla 8.7).

Nº de lavas = 23	Unidad	Mediana	Media	Mínimo	Máximo	Desviación Estándar
Longitud (L)	m	2.585	3.329	107	10.352	2.795
Ancho base (w_b)						
Mediana	m	87	104	4	348	80
Media	m	93	110	4	334	81
Mínimo	m	18	37	4	172	43
Máximo	m	188	230	4	877	194
Desviación Estándar	m	46	52	15	183	38
Área (A)	m ²	191.967	400.078	600	1.368.138	434.652
Altura (h) (espesor)						
Mediana	m	3	4	1	12,5	3
Media	m	3	5	2	14	3
Mínimo	m	1	1	1	4	1
Máximo	m	10	11	3	30	7
Desviación Estándar	m	2	3	1	9	2
Volumen (V)	m ³	405.046	2.047.180	900	10.738.722	3.210.556
Pendiente base del flujo de lava (β)						
Mediana	grados	8	8	0	20	5
Media	grados	9	9	2	18	5
Mínimo	grados	0	2	0	12	3
Máximo	grados	24	24	2	45	12
Desviación Estándar	grados	6	6	2	12	3

Tabla 8.8: Estadística conjunta de los parámetros morfométricos medidos en las coladas de lava de los edificios volcánicos holocenos de Gran Canaria.

Comparando con otros entornos de islas oceánicas, se registran coladas que alcanzan, o la isla de Tenerife, comparado al vulcanismo holoceno de Gran Canaria, algunas de sus lavas recorren distancias de más de 15 km (Carracedo, 2006a).

8.3.3. Depósitos piroclásticos de dispersión horizontal

Una vez clasificados los parámetros morfométricos usados más comúnmente para estos depósitos piroclásticos de dispersión horizontal, se aplican a cada uno de los edificios volcánicos principales. La tabla 8.9 presenta las mediciones realizadas en los piroclastos de dispersión horizontal que emiten los edificios holocenos ordenados crono-estratigráficamente, desde el más joven (Pico de Bandama) hasta el más antiguo (El Draguillo).

Edificio volcánico	Área (m²)	Espesor medio (m)	Volumen (m³)
<i>Pico Bandama (1)</i>	7.955.831	3,0	23.867.493
<i>Cono Pre-Caldera Bandama (2)</i>	—	—	—
<i>Caldera Bandama (3)</i>	36.243.231	3,0	108.729.693
<i>El Garañón (4)</i>	26.031	0,5	13.016
<i>Doramas (5)</i>	—	—	—
<i>El Lentiscal (6)</i>	724.348	2,0	1.448.696
<i>Montaña del Gallego (7)</i>	579.732	1,5	869.598
<i>Cuesta de Las Gallinas (8)</i>	—	—	—
<i>Montaña Rajada (9)</i>	—	—	—
<i>Sima Jinámar (10)</i>	332.236	1,5	498.354
<i>Montaña Negra de Jinámar (11)</i>	303.998	0,5	151.999
<i>Montaña Pelada II (12)</i>	—	—	—
<i>Montaña Pelada (13)</i>	6.528.339	7,0	45.698.373
<i>Berrazales (14)</i>	—	—	—
<i>Jabalobos (15)</i>	—	—	—
<i>Caldera Pinos de Gáldar (16)</i>	2.285.260	2,0	4.570.520
<i>Montañón Negro (17)</i>	1.466.778	1,5	2.200.167
<i>Embudo Fagajesto (18)</i>	211.462	1,5	317.193
<i>Hondo de Fagajesto (19)</i>	27.636	1,5	41.454
<i>Cono de Fagajesto (20)</i>	118.364	1,5	177.546
<i>Caldereta Valleseco (21)</i>	596.671	2,0	1.193.342
<i>San Mateo (22)</i>	44.557	1,0	44.557
<i>Santidad (23)</i>	1.589.760	1,5	2.384.640
<i>El Melosal (24)</i>	110.110	1,5	165.165
<i>El Hoyo (25)</i>	75.246	1,5	112.869
<i>Barros II (26)</i>	—	—	—
<i>El Draguillo (27)</i>	58.942	1,5	88.413

Tabla 8.9: Parámetros morfométricos medidos en los depósitos piroclásticos de dispersión horizontal de los edificios volcánicos holocenos de Gran Canaria.

Una vez presentados los parámetros morfométricos medidos en cada uno de los depósitos piroclásticos de dispersión horizontal individualmente, la Tabla 8.10 presenta una estadística en conjunto de todos estos depósitos piroclásticos de dispersión.

Nº depósitos = 19	Unidad	Mediana	Media	Mínimo	Máximo	Desviación Estándar
Área	m ²	332.236	3.119.923	26.031	36.243.231	8.319.809
Espesor medio	m	1,5	1,9	0,5	7,0	1,4
Volumen	m ³	498.354	10.135.426	13.016	108.729.693	26.420.200

Tabla 8.10: Estadística conjunta de los parámetros morfométricos medidos en los depósitos piroclásticos de dispersión horizontal de los edificios volcánicos holocenos de Gran Canaria.

En la tabla 8.9 se observa que hay edificios volcánicos que no presentan piroclastos de dispersión horizontal, principalmente porque se trata de erupciones muy efusivas en la que los materiales de proyección aérea se localizan muy próximos al centro de emisión y, por tanto, forman parte de la estructura del cono.

La variabilidad existente respecto al área que ocupan estos depósitos piroclásticos está condicionado principalmente por el tipo de erupción, desde una ocupación de 26.031 m² como mínimo, hasta los más de 30x10⁶ m² identificados en erupciones freatomagmáticas, como es el caso de La Caldera de Bandama. Además, para los cálculos realizados en estos materiales fragmentarios (piroclastos) se incluyen los depósitos que se forman como consecuencia de erupciones freáticas (oleadas y/o flujos piroclásticos). Otro factor condicionante de la extensión que ocupan estos depósitos es que por su tamaño (<2 a 64 mm) están directamente afectados por el viento, por lo que suelen depositarse en elipses alrededor del centro de emisión, más o menos alargada en función de la persistencia y fuerza del viento. En la mayoría de los edificios volcánicos holocenos de Gran Canaria se orientan hacia el Sur, siguiendo directamente la dirección de los Vientos Alisios.

Respecto al espesor que presentan estos depósitos se han establecido medias, que varían desde los 0,5 a 7 m, mínimo y máximo respectivamente. Los espesores más elevados corresponden a las erupciones freatomagmáticas.

A partir del tipo de erupción, la extensión que ocupa y el espesor medio, se pueden establecer valores aproximados de volúmenes de material piroclástico de dispersión horizontal, alcanzando valores a partir de una erupción muy efusiva estromboliana, próximos a los 13.000 m³, hasta más de 100x10⁶ m³ (freatomagmatismo). El volumen de material total eruptado que representa los depósitos piroclásticos de dispersión horizontal del vulcanismo holoceno de Gran Canaria, asciende a un total de 192.573.088 m³ (0,192 km³) (ver Tabla 8.9).

8.3.4. Volúmenes eruptados

A partir de los volúmenes originales obtenidos en cada una de la unidades volcánicas analizadas morfológicamente, otro cálculo destacado en morfometría es el volumen total de la erupción. No es suficiente con sumar los volúmenes independientes de los diferentes productos, es necesario, además, tomar en cuenta el factor de corrección de volumen de roca densa equivalente o volumen DRE (ver apartado 8.2.4). La tabla 8.11 presenta los volúmenes DRE para cada unidad volcánica de los edificios volcánicos holocenos.

Edificio volcánico	Volumen DRE cono (m ³)	Volumen DRE lava (m ³)	Volumen DRE piroclastos dispersión horizontal (m ³)	Volumen total DRE (m ³)
Pico Bandama (1)	11.759.414 (46%)	8.054.042 (31%)	5.966.874 (23%)	25.780.329
Cono Pre-Caldera Bandama (2)	4.022.854 (100%)	—	—	4.022.854
Caldera Bandama (3)	3.258.134 (11%)	675 (0%)	27.182.423 (89%)	30.441.232
El Garañón (4)	209.652 (58%)	148.056 (41%)	3.254 (1%)	360.962
Doramas (5)	—	129.315 (100%)	—	129.315
El Lentiscal (6)	2.649.883 (25%)	7.459.033 (71%)	362.174 (3%)	10.471.090
Montaña del Gallego (7)	304.839 (34%)	38.084 (42%)	217.400 (24%)	904.323
Cuesta de Las Gallinas (8)	198.804 (43%)	263.688 (57%)	—	462.492
Montaña Rajada (9)	7.520 (7%)	95.486 (93%)	—	103.006
Sima Jinámar (10)	375.191 (52%)	219.448 (31%)	124.589 (17%)	719.227
Montaña Negra de Jinámar (11)	261.333 (81%)	24.750 (8%)	38.000 (12%)	324.083
Montaña Pelada II (12)	276.552 (49%)	284.870 (51%)	—	561.421
Montaña Pelada (13)	6.724.154 (37%)	—	11.424.593 (63%)	18.148.747
Berrazales (14)	266.943 (47%)	303.785 (53%)	—	570.728
Jabalobos (15)	44.705 (18%)	208.076 (82%)	—	252.781
Caldera Pinos de Gáldar (16)	4.242.216 (64%)	1.290.371 (19%)	1.142.630 (17%)	6.675.217
Montañón Negro (17)	4.350.275 (51%)	3.646.735 (43%)	550.042 (6%)	8.547.052
Embudo Fagajesto (18)	225.784 (74%)	—	79.298 (26%)	305.083
Hondo de Fagajesto (19)	394.450 (97%)	—	10.364 (3%)	404.813
Cono de Fagajesto (20)	247.691 (4%)	5.387.186 (95%)	44.387 (1%)	5.679.263
Caldereta Valleseco (21)	1.669.133 (40%)	2.196.273 (53%)	298.336 (7%)	4.163.742
San Mateo (22)	206.654 (29%)	498.692 (70%)	11.139 (2%)	716.485
Santidad (23)	1.501.169 (28%)	3.314.121 (61%)	596.160 (11%)	5.411.450
El Melosal (24)	123.581 (24%)	340.517 (67%)	41.291 (8%)	505.390
El Hoyo (25)	613.239 (45%)	722.596 (53%)	28.217 (2%)	1.364.052
Barros II (26)	279.362 (70%)	118.293 (30%)	—	397.655
El Draguillo (27)	172.845 (41%)	225.761 (54%)	22.103 (5%)	420.709
TOTAL	44.386.377 (35%)	35.313.849 (28%)	48.143.272 (38%)	127.843.498

Tabla 8.11: Volumen de roca densa equivalente o volumen DRE para cada una de las unidades volcánicas que configuran los edificios volcánicos holocenos de Gran Canaria, así como el total del volumen de material eruptado. Los números entre paréntesis en cada columna indica el tanto por ciento del volumen total que esa unidad volcánica representa en el conjunto de la erupción.

Una vez presentados los volúmenes de roca densa equivalente (DRE), tanto individualmente como el total de cada edificio volcánico, la tabla 8.12 presenta resultados estadísticos obtenidos a partir del volumen en conjunto de todos los edificios volcánicos individualizando las unidades volcánicas cono, lava y piroclastos de dispersión horizontal.

Nº edificios = 27	Unidad	Mediana	Media	Mínimo	Máximo	Desviación Estándar
Volumen DRE cono	m ³	292.101	1.707.168	7.520	11.759.414	2.719.189
Volumen DRE lava	m ³	303.785	1.535.385	675	8.054.042	2.407.917
Volumen DRE piroclastos dispersión horizontal	m ³	124.589	2.533.856	3.254	27.182.423	6.605.050

Tabla 8.12: Estadística conjunta de los volúmenes de roca densa equivalente (DRE) de todas las unidades volcánicas englobando todos los edificios volcánicos holocenos.

El valor máximo de volumen DRE de los piroclastos de dispersión horizontal se identifica con el caso excepcional de la erupción freatomagmática de la Caldera de Bandama, la cual se presenta como la erupción más explosiva ocurrida en el período holoceno. Además se observa un valor máximo de volumen DRE de cono en el Pico de Bandama, directamente relacionado con la Caldera de Bandama, por lo que pueden englobarse ambos edificios en un mismo complejo volcánico, combinando mecanismos eruptivos de freatomagmáticos a estrombolianos.

Los datos volumétricos de la Tabla 8.11 se representan espacialmente en rango de volumen de material eruptado mediante círculos proporcionales en la figura 8.5. En el centro de estos círculos se localizarían los respectivos centros de emisión.

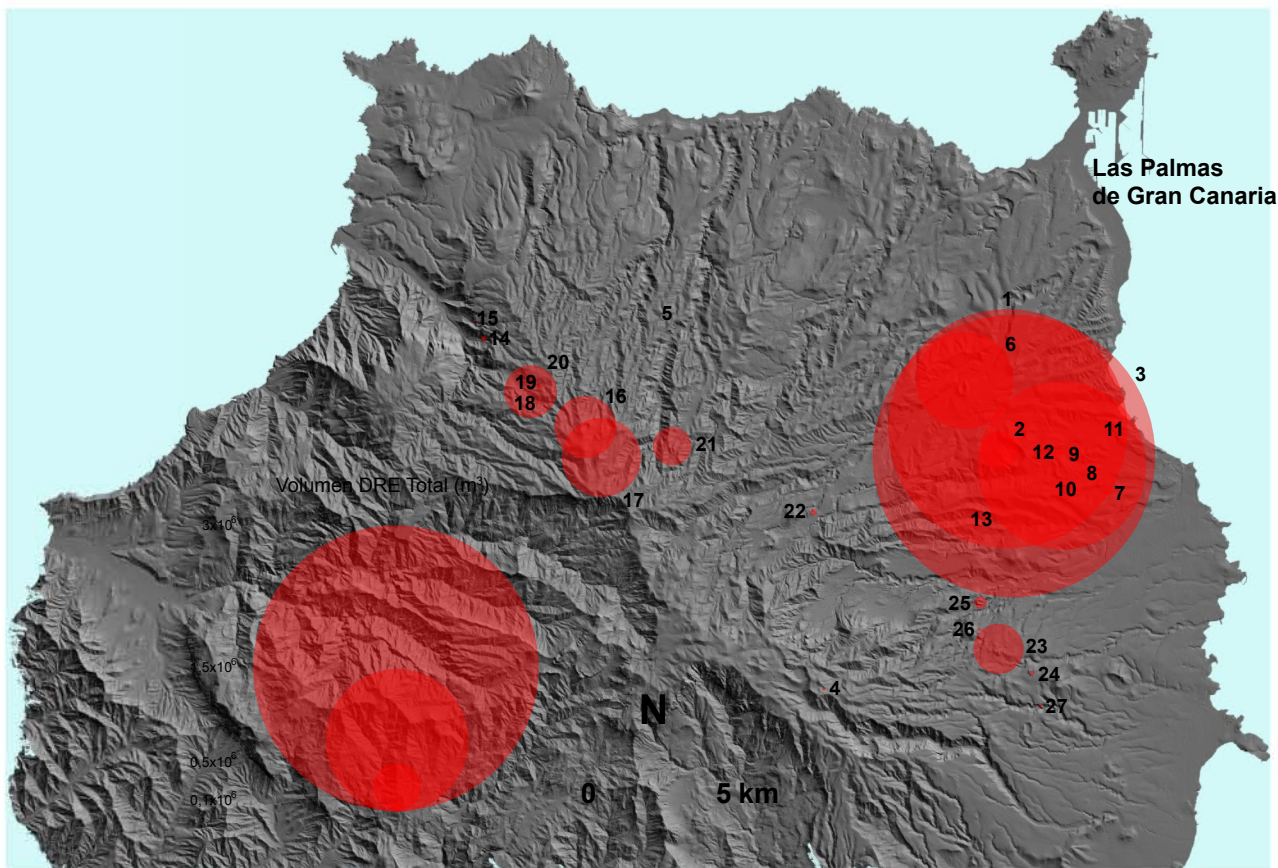


Figura 8.5: Comparativa de los volúmenes DRE eruptados para cada uno de estos edificios volcánicos holocenos principales de Gran Canaria. Los números identifican a cada uno de estos edificios según se indican en las tablas 8.5, 8.7, 8.9 y 8.11.

Se observa que el mayor volumen de material eruptado en el Holoceno se concentra principalmente en el sector NE de Gran Canaria. Esto es debido a que existe un mayor número de centros de emisión en este sector, así como que en el mismo se localizan las erupciones de Bandama y Montaña Pelada, como ya se ha comentado en diferentes ocasiones, suponen las erupciones más explosivas con mecanismos freatomagmáticos capaces de evacuar un mayor volumen de material volcánico.

8.3.5. Parámetros estructurales

En el sentido más amplio, se entiende por lineamiento (lineament en inglés) aquel elemento lineal, rectilíneo o levemente curvilíneo, que se observa en la superficie topográfica y está relacionado con fenómenos geológicos que afectan al sustrato (O'Leary et al., 1976). Siguiendo la metodología de Tibaldi (1995), basada en las mediciones del azimut realizadas tanto en los edificios volcánicos, que determina la elongación que marca cada uno independientemente y sus cráteres respectivos, como en los complejos volcánicos (Fig. 8.6). Un criterio a

tener en cuenta para unir las erupciones es el geocronológico, definiendo aquellas erupciones que pertenezcan al mismo rango de edad.

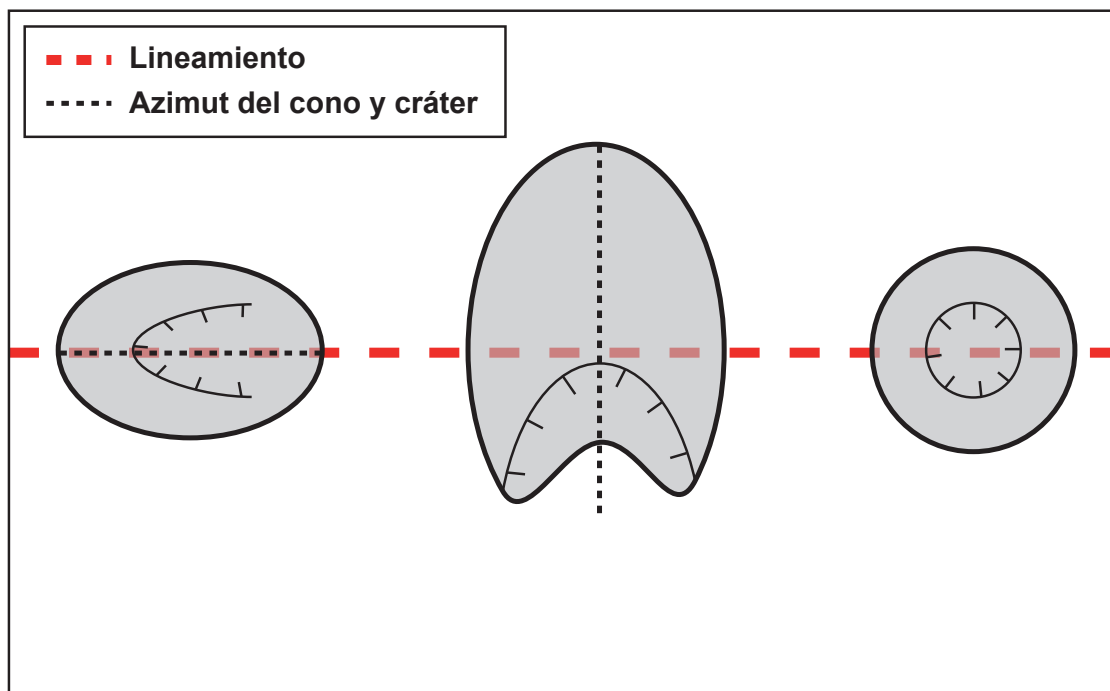


Figura 8.6: Proyección en planta de edificios volcánicos teóricos. Se presentan las mediciones de azimuts propuestas por Tibaldi (1995).

Atendiendo a las definiciones de lineamientos volcánicos, los centros de emisión principales que guardan entre sí algún tipo de relación crono-estratigráfica y/o estructural, van a agruparse en una serie de complejos volcánicos. No obstante, hay centros de emisión que aparentemente no guardan ningún tipo de estas relaciones y, por ello, se tratan de forma independiente. La relación de casos posibles dentro del vulcanismo holoceno de Gran Canaria es:

1) Complejo volcánico Bandama: comprende tanto el Pico Bandama y La Caldera de Bandama. Respecto al cono estromboliano Pre-Caldera Bandama está incluido proporcionalmente en la Caldera.

2) Volcán El Garañón: comprende el cono y un pequeño salidero al Oeste.

3) Complejo volcánico Doramas-El Lentiscal: comprende los edificios volcánicos con el mismo nombre, que han sido datados en el mismo rango de edad. Generan un lineamiento de unos 14 km de longitud, equiparable a la de la erupción histórica de los volcanes de Arafo-Fasnía y Siete Fuentes en Tenerife, donde la longitud es de 10 km (Carracedo, 2006b).

4) Complejo volcánico Sima Jinámar: comprende los edificios de Montaña del Gallego, Cuesta de Las Gallinas, Montaña Rajada y Sima Jinamar, muy próximos entre sí y correlacionados estratigráficamente.

5) Volcán Montaña Negra Jinámar: comprende únicamente su propio edificio.

6) Complejo volcánico de Montaña Pelada: comprende el edificio volcánico de Montaña Pelada (una erupción freatomagmática) y el de Montaña Pelada II (estromboliana) adosado a su flanco NE.

7) Complejo volcánico de Agaete: comprende los edificios de Berrazales y Jabalobos, localizados espacialmente muy próximos entre si y correlacionados estratigráficamente.

8) Complejo volcánico de Pinos de Gáldar-Montañón Negro: comprende los edificios volcánicos del mismo nombre, espacialmente muy próximos entre sí y correlacionados estratigráficamente.

9) Complejo volcánico de Fagajesto: comprende los edificios Embudo Fagajesto, el Hondo de Fagajesto, Cono de Fagajesto, Cono de Fagajesto y Cono de El Bohodén. Todos ellos guardan una estrecha relación estratigráfica.

10) Volcán Valleseco: comprende únicamente su propio edificio.

11) Volcán San Mateo: igualmente comprende su propio edificio.

12) Complejo volcánico de Rosiana: comprende los edificios de Santidad, El Melosal, El Hoyo y Barros II, espacialmente están muy próximos entres si y correlacionados tanto estratigráfica como geocronológicamente.

13) Volcán El Draguillo: comprende únicamente su propio edificio, el cual es la erupción más antigua del vulcanismo holoceno.

Los datos de los tres tipos de lineamientos estudiados aparecen en la tabla 8.13 y su representación gráfica en la figura 8.7. En esta figura se observa que el número de casos en cada rosa de los vientos es diferente, ya que algunos centros de emisión carecen de cono y/o cráter (ver Tabla 8.13).

Complejos volcánicos (n=13)	Azimuth Lineamiento Erupción (°)	Edificios Volcánicos (n=27)	Azimuth Eje mayor del cono (elongación) (°)	Azimuth Apertura del Cráter (°)
BANDAMA	157	Pico Bandama (1)	146	338
		Cono Pre-Caldera Bandama (2)	53	332
		Caldera Bandama (3)	150	355
GARAÑÓN	—	El Garañón (4)	136	38
		Doramas (5)	—	—
DORAMAS-LENTISCAL	105	El Lentiscal (6)	158	354
		Montaña del Gallego (7)	27	70
SIMA JINÁMAR	105	Cuesta de Las Gallinas (8)	28	350
		Montaña Rajada (9)	162	164
		Sima Jinámar (10)	131	57
		Montaña Negra de Jinámar (11)	145	300
MONTAÑA NEGRA JINÁMAR	—	Montaña Pelada II (12)	67	-
		Montaña Pelada (13)	126	327
AGAETE	161	Berrazales (14)	108	243
		Jabalobos (15)	99	245
		Caldera Pinos de Gáldar (16)	131	27
PINOS DE GALDAR-MONTAÑÓN NEGRO	148	Montañón Negro (17)	12	51
		Embudo Fagajesto (18)	159	203
FAGAJESTO	118	Hondo de Fagajesto (19)	73	240
		Cono de Fagajesto (20)	136	215
VALLESECO	—	Caldereta Valleseco (21)	153	40
		San Mateo (22)	158	345
		Santidad (23)	160	36
ROSIANA	144	El Melosal (24)	145	135
		El Hoyo (25)	165	109
		Barros II (26)	169	45
DRAGUILLO	—	El DragUILLO (27)	143	11

Tabla 8.13: Azimuth de los lineamientos de la erupciones, azimuth del eje mayor del cono y eje mayor del cráter.

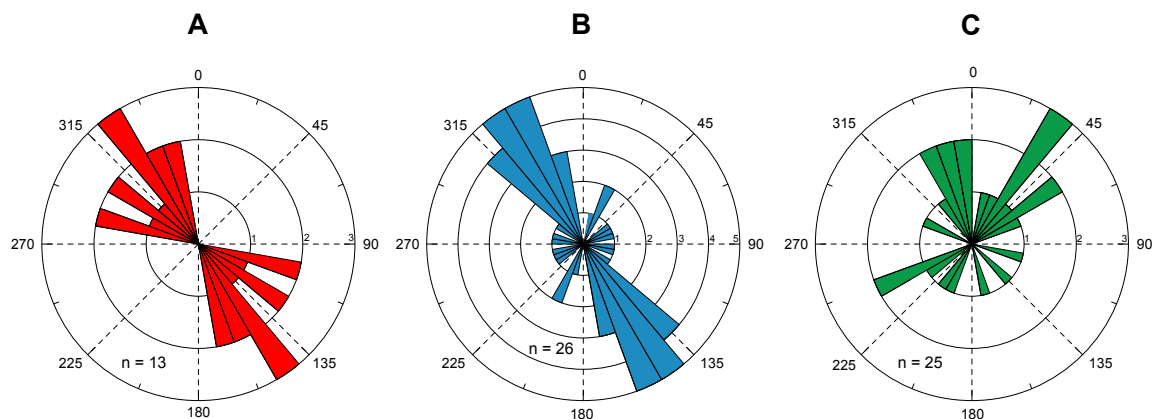


Figura 8.7: Diagramas de rosas del azimut de lineamientos de las erupciones holocenas (A), azimut de la elongación de la base del cono (B) y azimut de apertura del cráter (C).

Se observa un claro dominio de la dirección NNO-SSE tanto para los lineamientos de las erupciones (ver figura 8.7A) como en la elongación de los edificios volcánicos (ver figura 8.7B). Esta dirección NNO-SSE marca, por tanto, un lineamientos estructural preferente en el cual se concentran la mayoría de las erupciones holocenas.

Sin embargo, en lo que respecta a la elongación de los cráteres, se observa una gran dispersión de las direcciones de los mismos (ver figura 8.7C), aunque dominan las elongaciones con aperturas del cráter hacia el N y NE.

8.4. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

8.4.1. Volúmenes eruptados

A partir de los resultados obtenidos de volúmenes DRE (ver tabla 8.11), se ha confeccionado el diagrama triangular de la figura 8.8 que pone de manifiesto el predominio de erupciones efusivas sobre las más explosivas (freatomagmáticas), aspecto típico del vulcanismo monogenético basáltico. De esta forma, salvo en las erupciones más explosivas de la Caldera de Bandama y Montaña Pelada, en el resto de las erupciones holocenas de Gran Canaria, los piroclastos de dispersión horizontal suponen menos del 30% del volumen DRE total de la erupción.

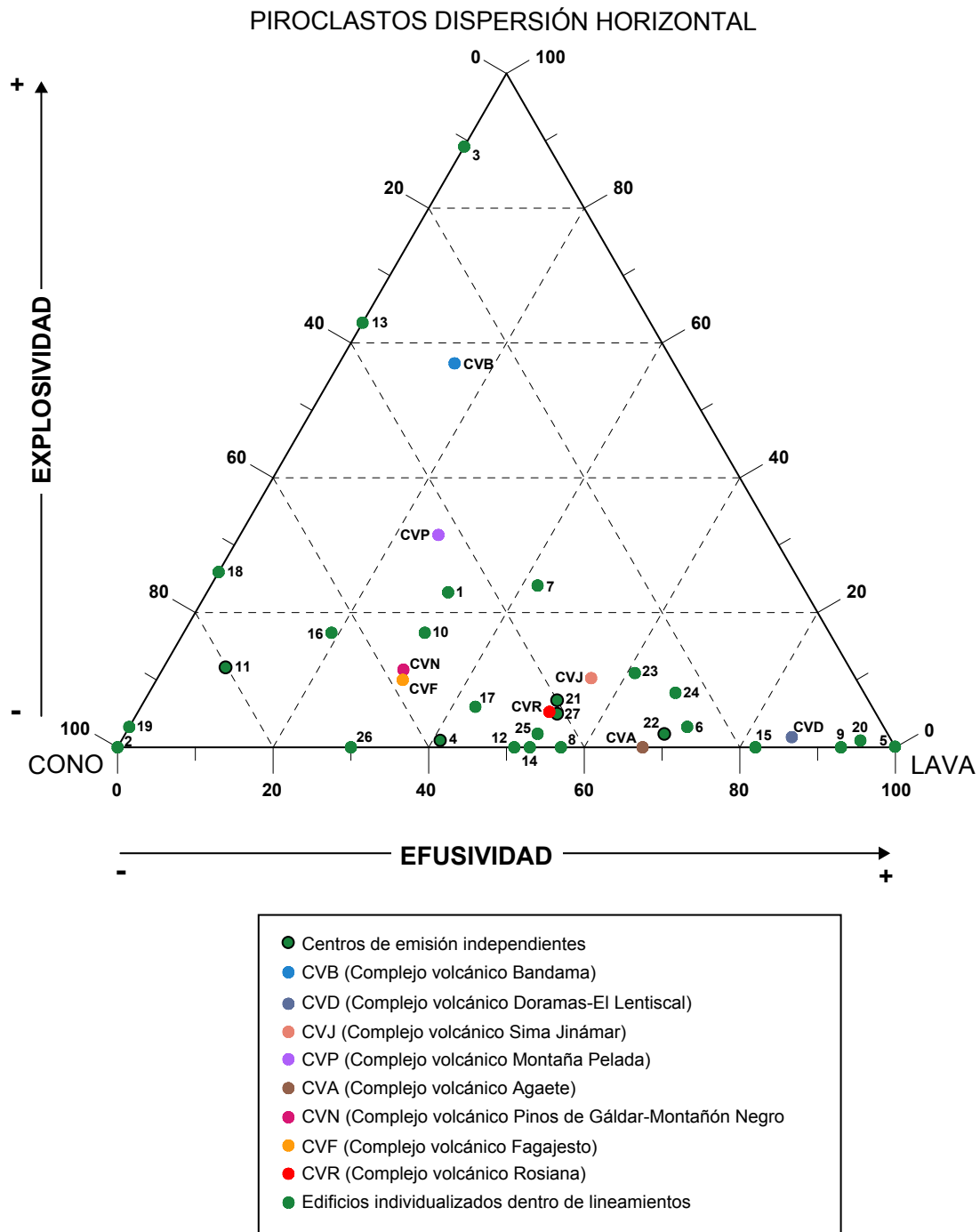


Figura 8.8: Diagrama triangular que muestran las variaciones porcentuales de los volúmenes DRE de las distintas unidades volcánicas consideradas (piroclastos de dispersión horizontal – cono – lava). Se han proyectado las erupciones tomadas individualmente (identificadas con el número de orden que aparece en las tablas 8.5, 8.7, 8.9, 8.11 y 8.13), así como las erupciones agrupadas en complejos volcánicos.

Como complemento a la figura 8.8, se ha realizado una nueva gráfica a escala logarítmica (Fig. 8.9) en la que se enfrentan los volúmenes brutos de lava con los del cono.

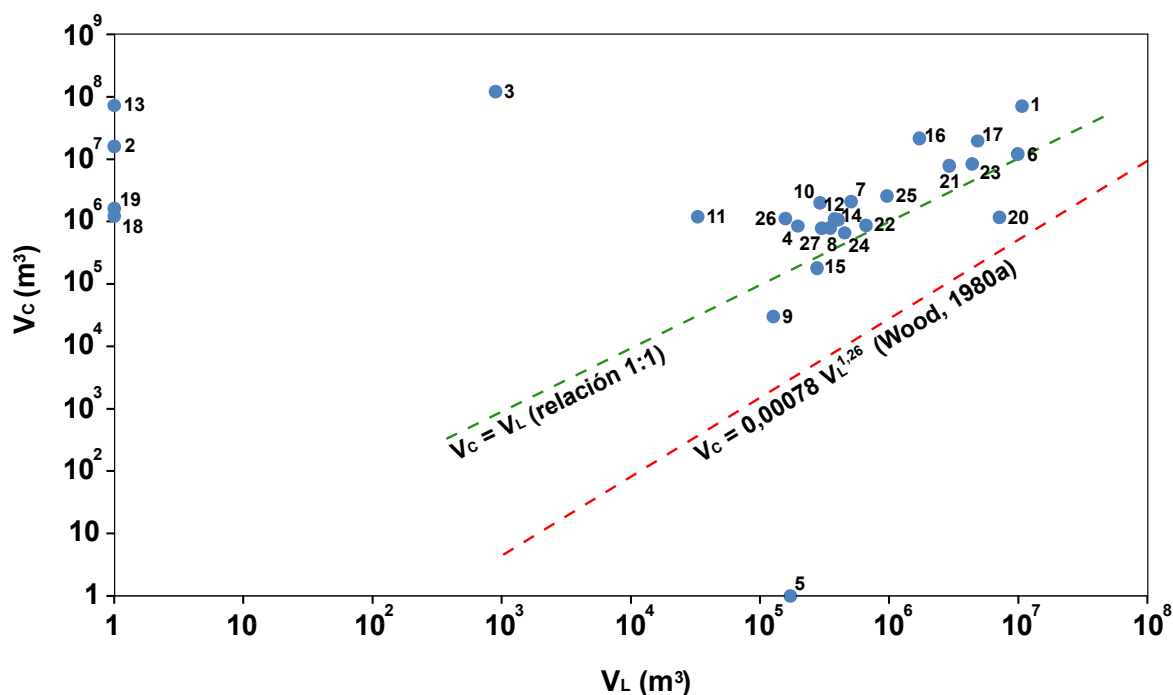


Figura 8.9: Relación entre el volumen bruto de las coladas de lavas (V_L) y el volumen bruto del cono (V_C) de los volcanes holocenos. Se indica la recta de ajuste calculada por Wood (1980a) a modo de referencia. Los números de los centros de emisión son los indicados en las tablas 8.5, 8.7, 8.9, 8.11 y 8.13.

Se observa la existencia de una tendencia general a situarse sobre una relación 1:1 (línea verde discontinua, en la figura 8.9) lo que pone de manifiesto el carácter mixto de estas erupciones típico de mecanismos estrombolianos. En los casos en que existan edificios volcánicos que no presenten lavas o conos, las erupciones tenderán a alejarse de la relación 1:1 y localizarse muy próxima a los ejes principales, como son los casos de Doramas (5), Embudo de Fagajesto (18) y Hondo de Fagajesto (19). Por otro lado, las erupciones de Montaña Pelada (13), Cono Pre-Caldera (2) y Caldera de Bandama (3) se alejan también de esta relación, debido a su carácter muy explosivo.

Comparando esta tendencia con la establecida por Wood (1980a) para volcanes monogenéticos basálticos en diferentes contextos geodinámicos (línea roja discontinua, en la figura 8.9), se observa que el vulcanismo holoceno de Gran Canaria muestra aproximadamente la misma tendencia pero con una relación en su recta de ajuste con mayor participación del volumen de tefra. Ello implica una mayor explosividad en los mecanismos eruptivos de los volcanes holocenos en Gran Canaria.

Esta mayor explosividad solo puede explicarse aceptando la mayor interacción eficaz agua-magma en las erupciones grancanarias, ya que las composiciones químicas, por tanto viscosidades, están en el mismo rango de las consideradas por Wood (1980a).

Como refuerzo a esta interpretación, cabe destacar que una gran parte de los conos estrombolianos holocenos de Gran Canaria intercalan capas de depósitos freatomagmáticos (ver capítulo 5).

8.4.2. Aspectos estructurales

A partir de los MDT y las ortofotos, se han realizado mediciones de distintos lineamientos en Gran Canaria (Fig. 8.10).

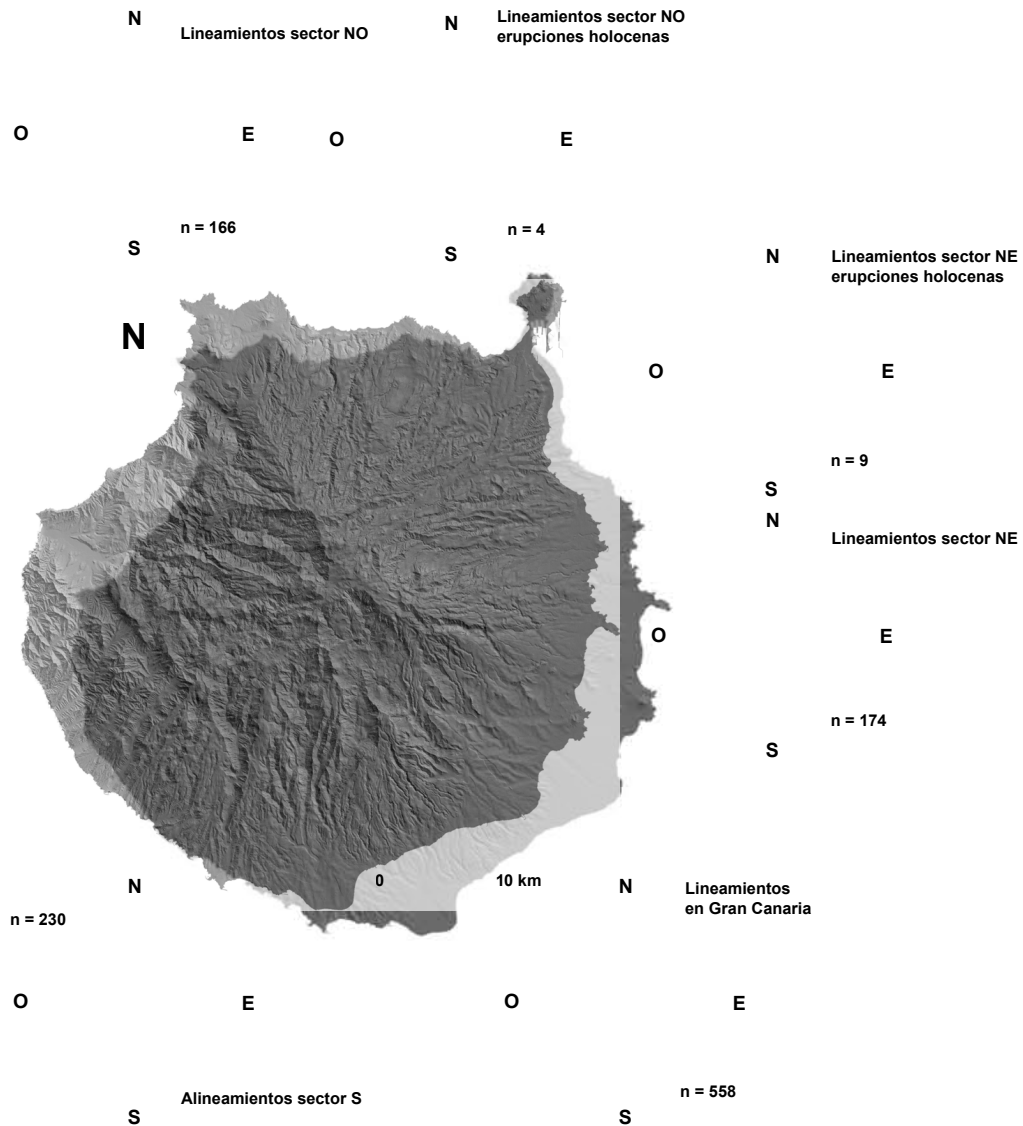


Figura 8.10: Lineamientos de la isla de Gran Canaria en su conjunto y por sectores (S, NO y NE). Se han diferenciado también los lineamientos de las erupciones holocenas considerando los sectores NO y NE.

A escala de toda la isla se pone de manifiesto una gran dispersión de direcciones, si bien predomina la ENE-OSO. Cuando se desglosan por sectores se observan diferentes tendencias. Así, el sector S está caracterizado por una tendencia radial, fruto de la distribución de relieves erosivos sin apenas interferencia volcánica reciente orientados de cumbre a costa. En conjunto, el sector N muestra direcciones de lineamientos preferentes, al contrario que el sector S, en el sector NO predomina una directriz ENE-OSO, en cambio en el sector NE presenta igualmente una tendencia preferente ENE-OSO, aunque predomina también una dirección NNO-SSE. Ello es debido a la continua interferencia que el vulcanismo de rejuvenecimiento (unido a procesos de deslizamientos masivos provocados por él) ejerce sobre los relieves erosivos. Desglosando los lineamientos entre los complejos volcánicos holocenos predomina en ambos casos una dirección NNO-SSE, con ligeros cambios de dirección, pero englobados en todo momento en los cuadrantes NO y SE.

Estudios recientes han demostrado que los lineamientos de edificios volcánicos proporcionan información acerca de las fracturas que alimentaron el complejo volcánico (Settle, 1979; Pasquaré et al., 1988; Tibaldi et al., 1989; Ferrari y Tibaldi, 1991; Tibaldi, 1995). La orientación de estas estructuras está relacionada con la distribución de esfuerzos de tensión en el sustrato.

En el caso concreto del vulcanismo holoceno en Gran Canaria, tanto en su sector NO como en el NE (Fig. 8.11), se observa una clara alineación de las erupciones respecto a la elongación de los conos, siendo más aleatorio el sector NO, posiblemente influido por la orografía del terreno y la pendiente del sustrato donde emergen los edificios.

A partir de los resultados obtenidos únicamente con los lineamientos del vulcanismo holoceno, se observa que las alineaciones de los centros de emisión discurren a lo largo de fracturas por las que se desplazó el magma (vulcanismo fisural). Los conos, por lo general, se desarrollan uno tras otro con una propagación ascendente a lo largo de la fractura eruptiva hasta que sea suturada (Ollier, 1988).

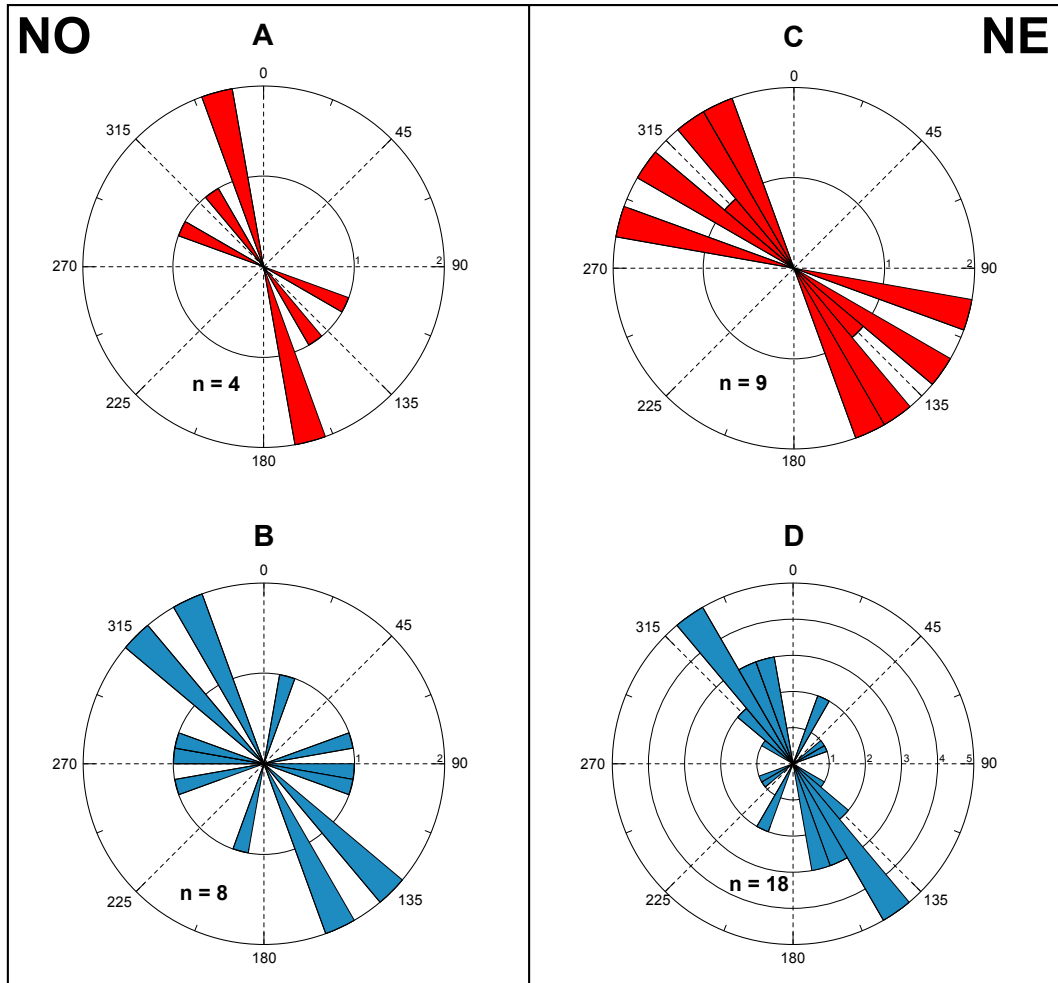


Figura 8.11: Lineamientos de las erupciones holocenas y elongación de los conos por sectores (NO y NE). Erupciones del sector NO (A) y elongación de los conos del sector NO (B), erupciones del sector NE (C) y elongación de los conos del sector NE (D).

8.4.3. Factores condicionantes de la morfología eruptiva

El comportamiento del magma que sale a la superficie está condicionado no sólo por la velocidad de ascenso sino por el contenido en volátiles y la viscosidad. Por lo general, la formación de conos de escoria vinculados a erupciones estrombolianas está vinculada al tipo de fragmentación producida en la parte superficial del conducto volcánico (Blackburn y Sparks, 1976; Houghton et al., 1999; Vespermann y Schmincke, 2000). Entre los parámetros implicados en la variación de los patrones de desgasificación, la tasa de magma ascendente y el grado de interacción agua-magma son los responsables directos de los cambios súbitos en las secuencias eruptivas.

- **Factores que afectan a la morfología del cono**

Los conos de escorias que se originan con este tipo de vulcanismo se componen casi totalmente de tefra basáltica. La tefra está constituida por fragmentos de tamaño lapilli, aunque también hay bombas y emplastes de lavas. Los fragmentos de tefra típicamente contienen abundantes burbujas de gas (vesículas), lo que da al lapilli y a las bombas esa apariencia escoriácea. La tefra que se acumula alrededor del centro de emisión forma el cono volcánico. El cono tiene pendientes muy empinadas (hasta 35°), que los efectos erosivos reducen a pendientes más suaves (15 a 20°) a lo largo del tiempo. Durante las fases de construcción de un cono, el ángulo de reposo depende de la viscosidad del material. No obstante, la viscosidad es sólo uno de los varios factores que controlan la forma final de un cono de escoria.

Las dimensiones absolutas y las razones de dimensión de un cono de escoria ideal teórico han sido observadas por diferentes autores (por ej., Porter, 1972; Settle, 1979; Wood, 1980a,b; Hasenaka y Carmichael, 1985) (Fig. 8.12).

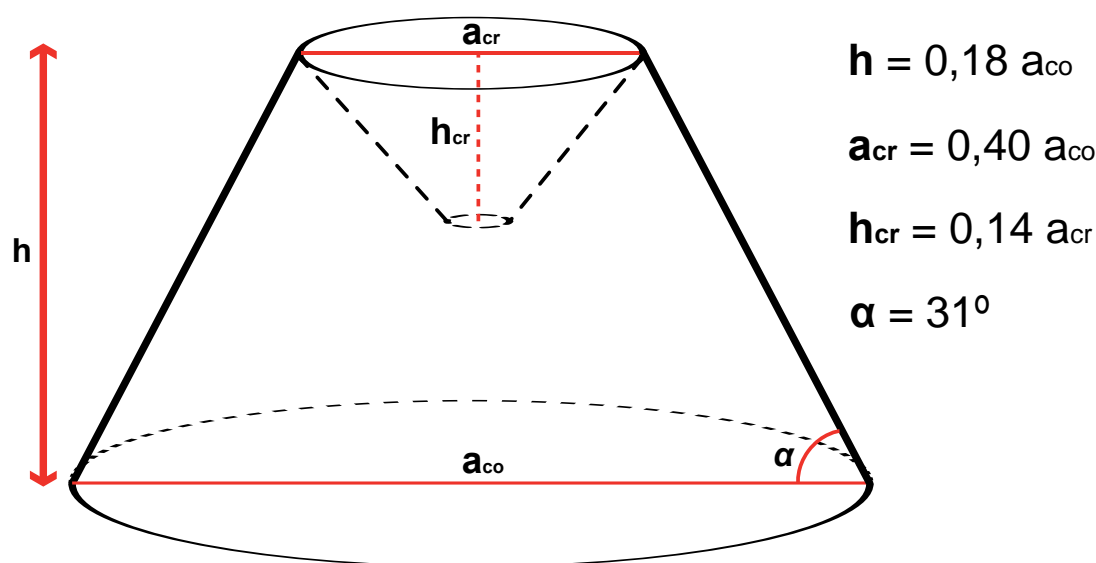


Figura 8.12: Modelo teórico ideal de un cono de escorias (Porter, 1972; Wood, 1980a, b).

Estas dimensiones y sus relaciones se han comparado con los parámetros morfométricos medidos en los edificios volcánicos holocenos de Gran Canaria (Fig. 8.13).

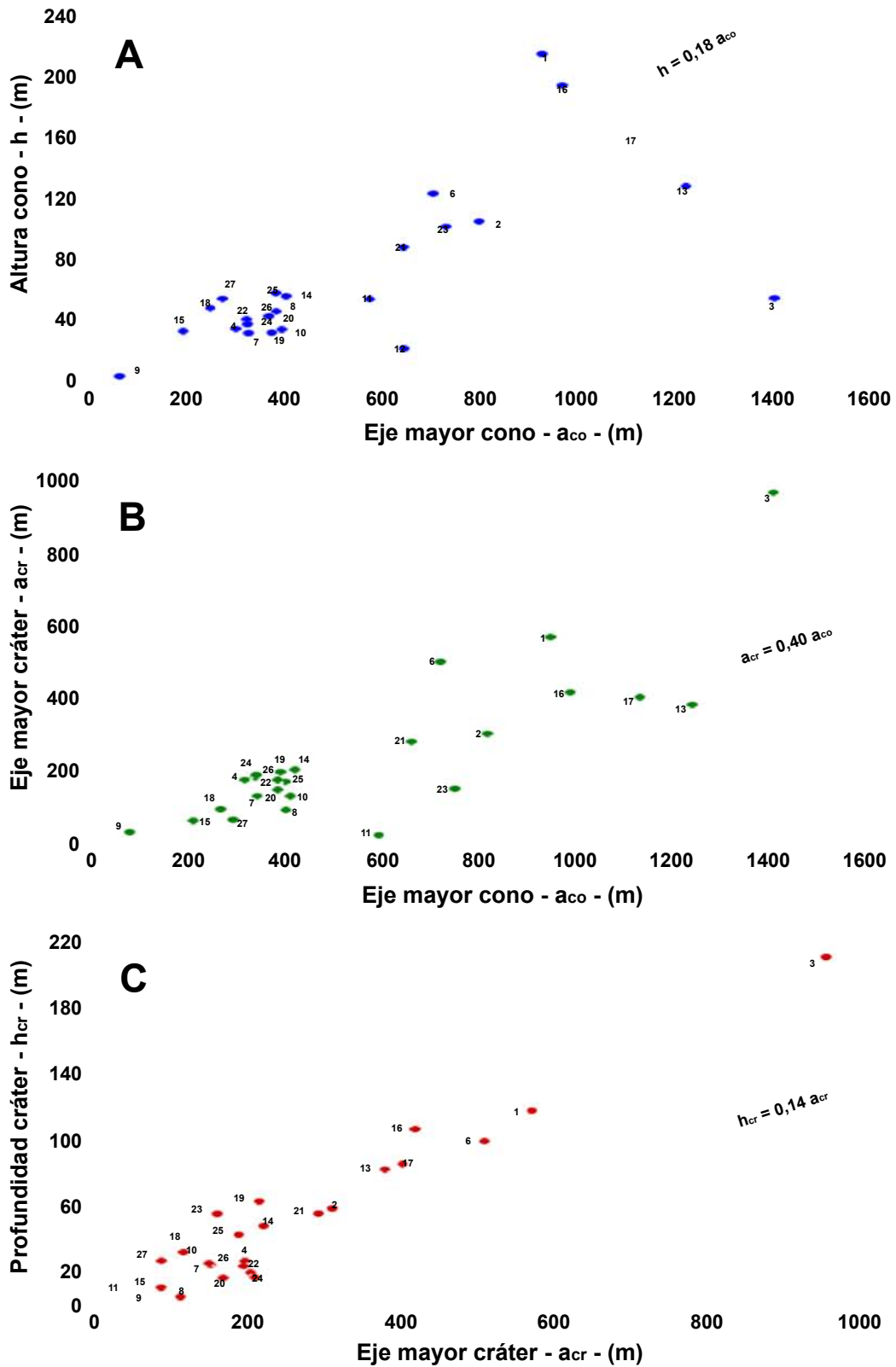


Figura 8.13: Comparativa de los datos morfométricos de los edificios volcánicos holocenos de Gran Canaria respecto a relaciones del cono ideal teórico. Relación del eje mayor del cono con la altura (A), relación del eje mayor del cono con el eje mayor del cráter (B), relación del eje mayor del cráter con la profundidad del mismo (C). Los números de los centros de emisión son los indicados en las tablas 8.5, 8.7, 8.9, 8.11 y 8.13.

La figura 8.13A confronta el parámetro de la longitud del eje mayor de cono respecto a la altura del edificio. Se observa una tendencia general de los conos grancanarios a presentar una mayor longitud del eje mayor del cono y una menor altura que el modelo ideal del cono. Los casos que más se acercan al modelo ideal son los 9 y 15, dos conos espater de poca envergadura que emergen en una planicie (Montaña Rajada y Jabalobos respectivamente). Los casos 18 y 27 (Embudo de Fagajesto y El Draguillo, respectivamente) se identifican con dos edificios que se han reconstruido completamente, por tanto se acercan al cono ideal. Esto demuestra que la interpretación que se ha elaborado en el campo teniendo en cuenta la información de retazos del edificio, de la estructura interna de los depósitos que lo forman y el lugar donde emergen permiten una reconstrucción que se acerca al modelo teórico ideal. Igualmente sucede con el caso 6 (Volcán El Lentiscal), en el que parte del edificio se ha reconstruido ya que es atravesado por el cauce de un barranco. Los casos 12 y 3 (Montaña Pelada II y Caldera Bandama, respectivamente) se alejan del cono ideal de forma muy destacada debido a que las dimensiones de la Caldera (caso 3) se obtienen por un lado de la base del propio edificio y, por otro, respecto a la altura, desde el perímetro superior del borde de caldera hasta el contacto con el sustrato en el interior de la misma. Respecto a Montaña Pelada II, se trata de un edificio que emerge directamente a fondo de barranco, formado principalmente por emplastes y escorias que van colmatando el cauce.

La figura 8.13B enfrenta la longitud del eje mayor del cono respecto al eje mayor del cráter. Se observa un buen ajuste al modelo teórico ideal. En cambio, los casos 1 y 6, Pico de Bandama y El Lental presentan cráteres muy desventrados debido a que la abertura está relacionada con la emisión flujos de lavas de gran volumen. Este fenómeno puede causar la erosión gradual y la bajada del flanco del cono debido al flujo de lava que sale del cráter o por la emisión lateral del flujo de lava en el flanco del cono (Tibaldi, 1995). En estos casos es frecuente la observación de bloques erráticos formados por material del propio edificio en la superficie de las coladas de lava.

La abertura coincide con la zona más débil del cono o la propagación de la fractura. Tales aberturas son paralelas a la geometría de la fractura que alimenta el magma a no ser que el cono sea emplazado sobre un sustrato con cambios de pendientes, que afectan a la elipticidad (Fig. 8.14). En los casos 11 y 23, Montaña Negra de Jinámar y Santidad, los edificios emergen en una divisoria o cabecera de barranco, por lo que los cambios de pendiente hacen que parte del edificio se construya a favor de la pendiente y se presente una base muy alargada en relación al cráter. El caso 3 es especial ya que se trata de la Caldera Bandama

y por tanto las dimensiones son desproporcionadas por tratarse de una erupción freatomagmática.

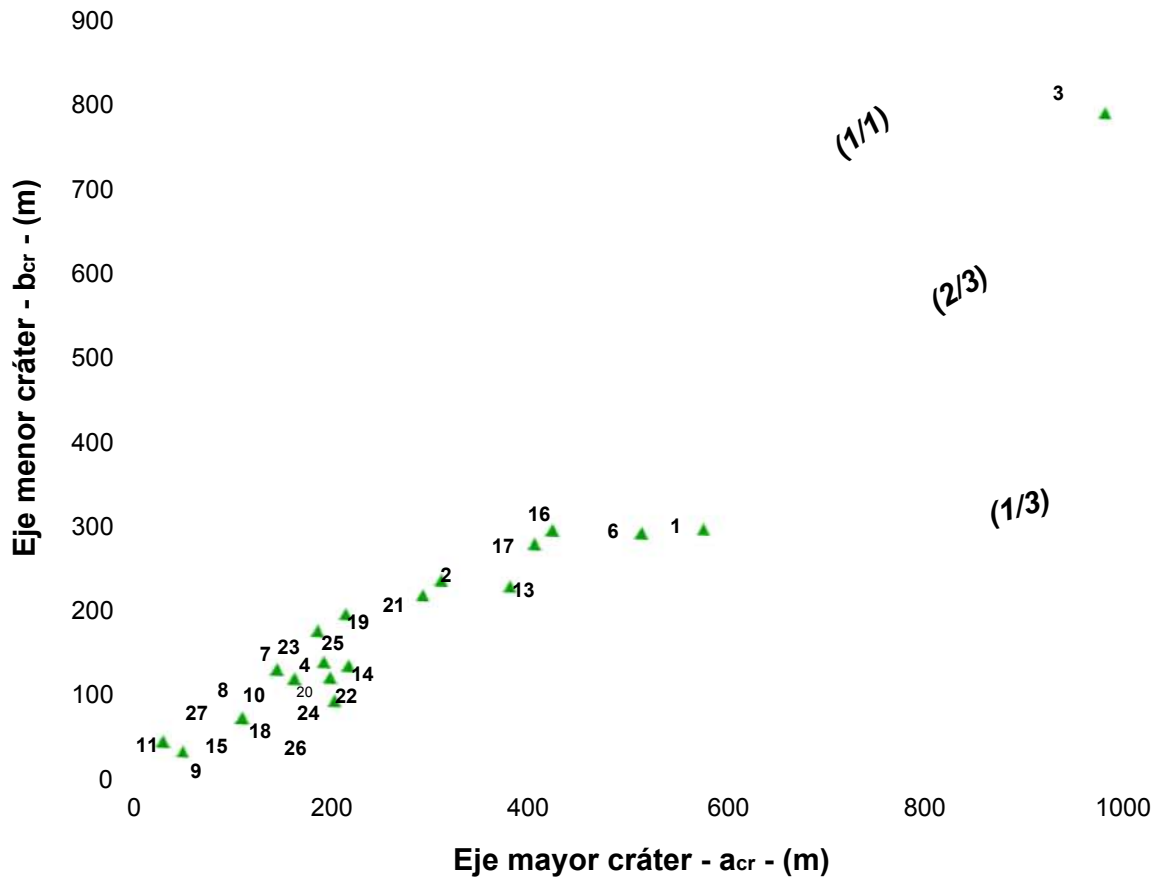


Figura 8.14: Grado de elipticidad medido a partir del eje mayor y eje menor del cráter. La relación 1:1 corresponde a cráteres circulares.

La figura 8.13c muestra la longitud del eje mayor del cráter respecto a su profundidad. Se observa una cierta dispersión debida principalmente a que la profundidad del cráter va a estar condicionada por la orografía del terreno, aspectos estructurales de la orientación de la fisura o dique alimentador y la zona donde emerja el edificio volcánico. Esta abertura del cráter es uno de los rasgos morfológicos más evidentes en este tipo de conos monogenéticos, por tanto es de interés la cuantificación de la orientación de este rasgo (ver figura 8.7C). Diferenciando los sectores NO y NE, se observa una clara dispersión de direcciones en el sector NO, debido a la orografía del terreno principalmente. En cambio, en el sector NE destacan las tendencias paralelas a las de la fisura, así como también queda de manifiesto la influencia de los vientos Alisios en dispersión de los piroclastos del cráter. También se observan valores dispersos del ángulo de abertura de los cráteres que se atribuye a la topografía (Fig. 8.15).

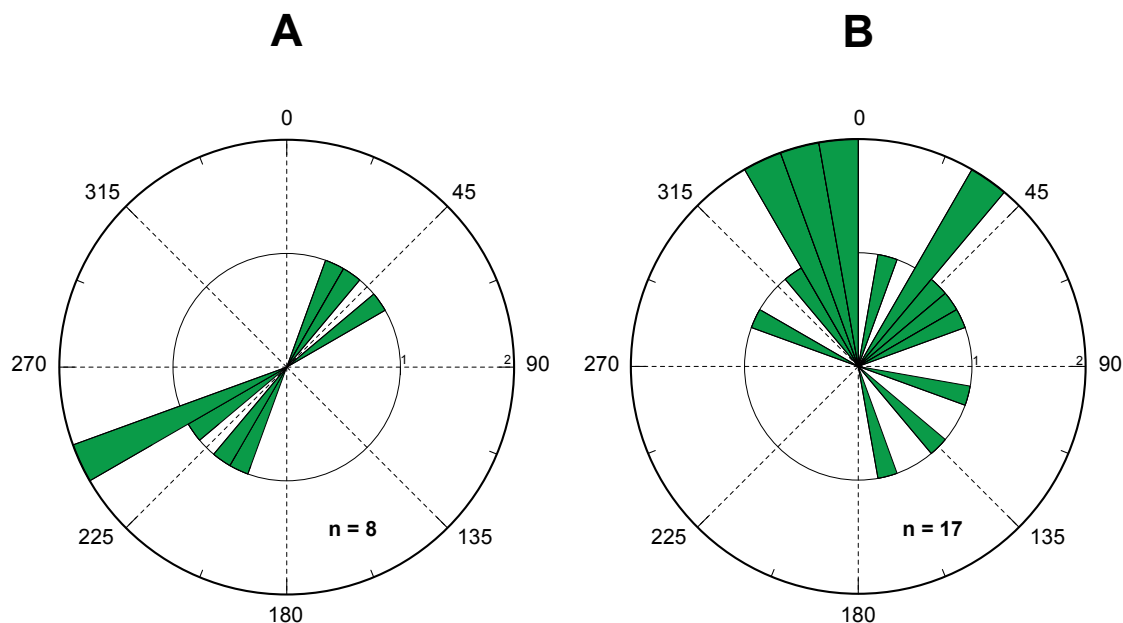


Figura 8.15: Azimut del eje mayor y eje menor del cráter del sector NO (A) y el sector NE (B).

En definitiva, las morfologías de los edificios volcánicos están condicionadas por la orientación estructural de las fisuras o diques alimentadores, así como por la velocidad, cantidad en volátiles y la viscosidad del magma. En última instancia, la topografía del terreno y la dirección de los vientos Alisios acabarán modelando el edificio volcánico final (Carracedo, 2006).

- **Factores que afectan a la morfología de la colada de lava**

Las morfologías de las lavas asociadas al vulcanismo estromboliano holoceno en Gran Canaria principalmente son a'a' aunque muy excepcionalmente presentan morfologías de lavas de tipo pahoehoe. Estas últimas suelen estar próximas al centro de emisión, con transición de morfologías pahoehoe a a'a' en una misma colada, dependiendo de diversos factores como el caudal de magma que fluye, su viscosidad y la topografía por la que transita.

Las coladas a'a' se caracterizan por tener una superficie escoriácea y con aspecto espinoso, muy fragmentada en trozos irregulares y sueltos. Estas coladas se suelen mover como una corriente única formando su propia cauce o canal con paredes aislantes (leveès) por lo que pueden alcanzar mayores distancias. Por ello los volcanes con lavas fluidas y muy canalizadas acaban formando conos de poca envergadura (mayor base y menor altura) como ocurre en el caso del Cono de Fagajesto, cuya colada es la de mayor longitud y la única que llega al mar recorriendo una distancia de más de 10 km.

Aparte de los canales de lavas, también en este tipo de vulcanismo son típicos los tubos volcánicos que son especialmente eficaces en el transporte de la lava a grandes distancias. El caparazón sólido que generan estos tubos aísla térmicamente el magma, por lo que actúa como inhibidor en el enfriamiento de los flujos de lava permitiendo que las zonas internas del tubo fluyan sin apenas pérdida de temperatura. La variación térmica del suelo, junto a los cambios en el caudal de salida de la lava son los responsables de la formación de complejos tubos que perduran una vez ha cesado la erupción. La génesis de los tubos de lava tiene dos fases principales: la formación de un canal que se encaja progresivamente por acreción de trozos de lava fundida en los bordes del canal y la formación de una costra solidificada que se engrosa desde los bordes hacia el centro del canal y en el sentido del flujo. La lava sigue fluyendo, ahora totalmente aislada. Si cesa el aporte de lava o se obstruye el flujo, sectores del tubo quedan vacíos. Partes del techo pueden colapsar al perder sustentación (Carracedo, 2006), como ocurre en la mayoría de los tubos de los flujos de lavas del Holoceno de Gran Canaria que son de poca envergadura o simplemente han colapsado dejando al descubierto el interior del mismo.

La morfología de las coladas de lava dependen principalmente de la topografía por donde se desplazan. De antemano se sabe que todas las lavas del vulcanismo holoceno fluyen a fondo de barranco, por lo que van a adquirir morfologías diferentes dependiendo si se trata de un barranco encajado o en forma de artesa y plano. Para ello se han trazado perfiles perpendiculares a la dirección de flujo para medir el espesor de la lava, el ancho y la pendiente a lo largo de todo el recorrido de la lava (ver apartado 8.2.2). De todos los gráficos obtenidos a partir de estos perfiles trazados para todas las lavas, la figura 8.16 muestra un caso ejemplo (lava del Cono Fagajesto) de las variaciones del ancho y espesor del flujo de lava respecto a la topografía del barranco por donde se canaliza.

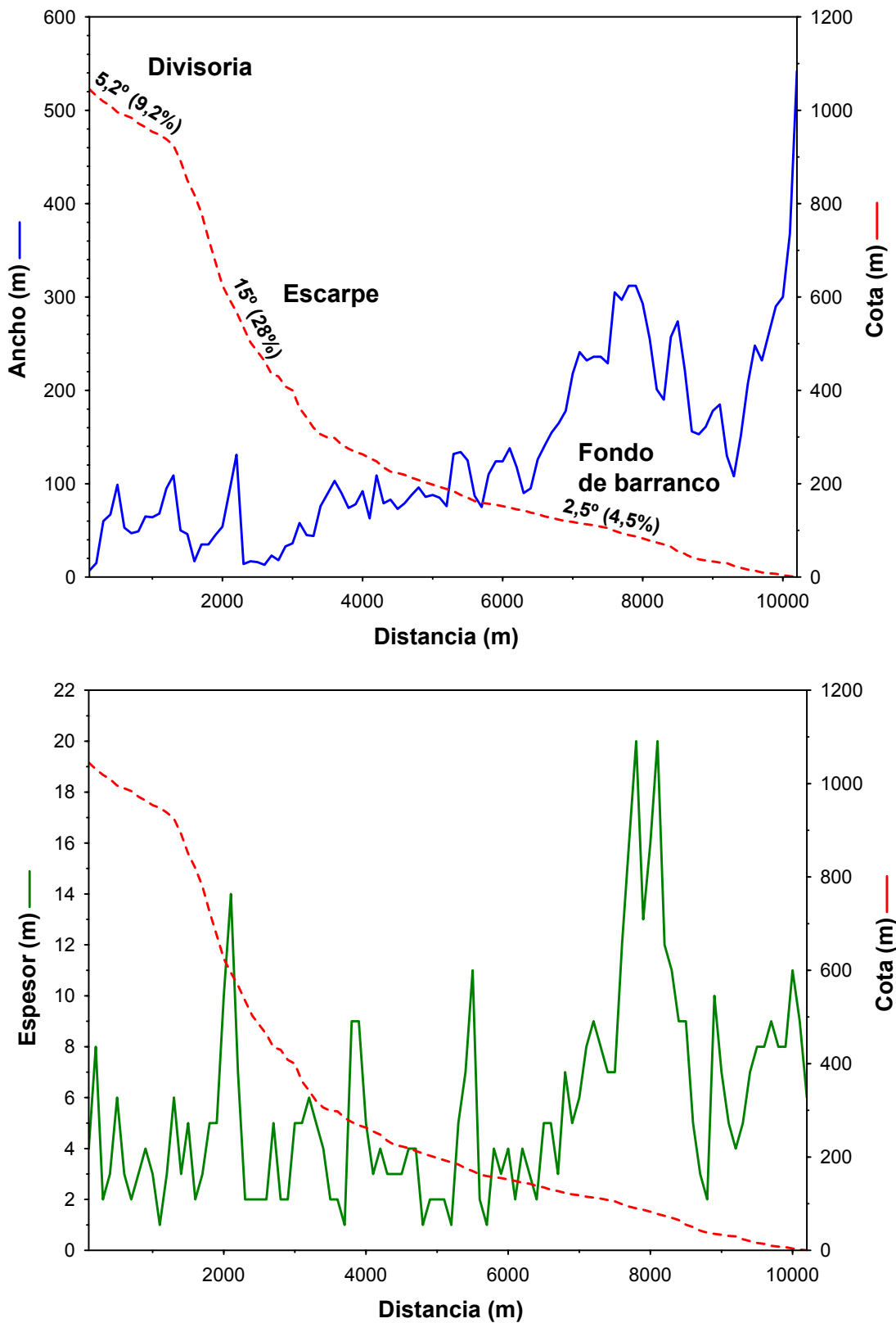


Figura 8.16: Variaciones del ancho y espesor de la colada de lava del Cono de Fagajesto a partir de 102 perfiles transversales trazados respecto a la dirección del flujo. Se inserta el valor de pendiente en grados y tanto por ciento diferenciando 3 tramos: divisoria, escarpe y fondo de barranco.

En los primeros 1.500 m de recorrido, la colada discurre por un barranco con pendiente suave, poco encajado, por lo que el ancho de colada se mantiene homogéneo. A partir de aquí, como se observa en la gráfica, hay un cambio brusco en la pendiente, en la cual la colada se estrecha hasta los 1.900 m de recorrido, donde comienza a expandirse ligeramente hasta los 2.000 m, debido a que el barranco se estrecha bruscamente, actuando como un cuello de botella. La pendiente del barranco comienza a disminuir paulatinamente, lo que condiciona que la colada de lava vaya aumentando progresivamente el ancho hasta el mismo frente, que se encuentra en la línea de costa. Sólo en el punto de los 8.000 m de recorrido la morfología del barranco cambia por la presencia de curvas que obliga a estrechar ligeramente el flujo.

De la misma manera se comporta el espesor de la colada en los primeros 1.500 m de recorrido, con una potencia homogénea. A partir de este punto en el que el cambio de pendiente es muy fuerte hasta los 4.000 m de recorrido, que es cuando la pendiente se vuelve más suave, la lava aumenta la potencia bruscamente en el punto de transición del cuello de botella en los 2.000 m de recorrido. Desde este punto en adelante, la lava presenta picos altos aislados, ya que en este tramo hasta prácticamente el frente de lava, la colada transporta en la superficie bloques erráticos de gran porte. Este efecto se observa muy bien a partir de los 7.000 m de recorrido, que es una zona de barranco ancho, plano y de poca pendiente, donde hay una mayor acumulación de bloques erráticos y una superficie de lavas a'a' más acusada.

- **Factores que afectan a la morfología de depósitos piroclásticos de dispersión horizontal**

Los piroclastos de dispersión horizontal se refieren a partículas de cualquier tamaño arrojadas al aire con trayectorias balísticas que se originan a partir de la fragmentación de la lava en una erupción volcánica. Este tipo de materiales se clasifica por su tamaño, desde bombas volcánicas hasta lapilli y ceniza.

Las bombas volcánicas son trozos de lava fundida que son arrojados al aire con trayectorias parabólicas, giran en el aire en estado aún pastoso adoptando formas fusiformes. La forma final está controlada fundamentalmente por la fluidez inicial de la lava y la trayectoria. No son muy abundantes en las erupciones holocenas de Gran Canaria, y las que se observan se localizan muy próximas al centro de emisión.

El lapilli son igualmente fragmentos de lava arrojados al aire en las erupciones con trayectorias balísticas. Como se ha comentado en el apartado 8.3.3, por su menor

tamaño están mucho más afectados por el viento, por lo que suelen depositarse formando elipses alrededor del centro de emisión, que son más o menos alargadas en función de la persistencia y fuerza del viento (Alisios soplando desde el N-NO en el vulcanismo holoceno de Gran Canaria), además de la altura que pueda alcanzar la columna piroclástica. Las erupciones freatomagmáticas, de mayor explosividad, como la Caldera de Bandama producen una mayor dispersión de piroclastos cuyas elipses de impacto cubren superficies mucho más extensas que si se tratara de una erupción menos explosiva de tipo estromboliano.

Para poder determinar el tamaño de la columna eruptiva es necesario calcular el Índice de Explosividad Volcánica o VEI (Volcanic Explosivity Index), creado por Newhall y Self en 1982 con el propósito de describir la magnitud del vulcanismo. El volumen de los productos emitidos de tefra (cono + piroclastos de dispersión horizontal), permite estimar la altura de la columna de gases y cenizas y el vigor explosivo de un evento eruptivo. La tabla 8.14 muestra los volúmenes totales de tefra de cada erupción, el valor VEI correspondiente y la altura que pudo alcanzar la columna eruptiva.

Edificios volcánicos	Volumen Tefra (m ³)	VEI	Columna Eruptiva (km)
<i>Pico Bandama (1)</i>	70.905.149	3	5 a 15
<i>Cono Pre-Caldera Bandama (2)</i>	16.091.416	3	5 a 15
<i>Caldera Bandama (3)</i>	118.737.100	4	10 a 25
<i>El Garañón (4)</i>	851.623	1	0,1 a 1
<i>Doramas (5)</i>			
<i>El Lentiscal (6)</i>	12.048.229	3	5 a 15
<i>Montaña del Gallego (7)</i>	2.088.955	2	1 a 5
<i>Cuesta de Las Gallinas (8)</i>	795.217	1	0,1 a 1
<i>Montaña Rajada (9)</i>	30.079	1	0,1 a 1
<i>Sima Jinámar (10)</i>	1.999.118	2	1 a 5
<i>Montaña Negra de Jinámar (11)</i>	1.197.331	2	1 a 5
<i>Montaña Pelada II (12)</i>	1.106.206	2	1 a 5
<i>Montaña Pelada (13)</i>	72.594.989	3	5 a 15
<i>Berrazales (14)</i>	1.067.773	2	1 a 5
<i>Jabalobos (15)</i>	178.820	1	0,1 a 1
<i>Caldera Pinos de Gáldar (16)</i>	21.539.384	3	5 a 15
<i>Montañón Negro (17)</i>	19.601.268	3	5 a 15
<i>Embudo Fagajesto (18)</i>	1.220.330	2	1 a 5
<i>Hondo de Fagajesto (19)</i>	1.619.252	2	1 a 5
<i>Cono de Fagajesto (20)</i>	1.168.308	2	1 a 5
<i>Caldereta Valleseco (21)</i>	7.869.875	2	1 a 5
<i>San Mateo (22)</i>	871.174	1	0,1 a 1
<i>Santidad (23)</i>	8.389.315	2	1 a 5
<i>El Melosal (24)</i>	659.489	1	0,1 a 1
<i>El Hoyo (25)</i>	2.565.826	2	1 a 5
<i>Barros II (26)</i>	1.117.449	2	1 a 5
<i>El Draguillo (27)</i>	779.792	1	0,1 a 1

Tabla 8.14: Volumen de tefra total por edificio volcánico e Índice de Explosividad Volcánica (VEI) que determinan el tamaño de la columna eruptiva.

8.4.4. Estado de degradación de los edificios

Teniendo en cuenta el área cubierta y el volumen erupcionado en el momento de la erupción y comparándolos con la situación actual, se pueden obtener tres superficies, y son:

- Superficie previa a la erupción (A).
- Superficie después de la erupción (B).
- Superficie actual (C).

A partir de las diferencias entre las superficies A y B, se obtiene el volumen total original de la erupción (V_E). Por su lado, la diferencia entre las superficies C y A, se obtiene el volumen actual que se conserva de los materiales de la erupción (V_A). Por tanto, el volumen de material desalojado (V_D) influenciado por los efectos naturales o antropogénicos, queda expresado como:

$$V_D = V_E - V_A$$

Por otra parte, el volumen de desalojo por la acción fluvial con posterioridad a la erupción puede incrementarse al afectar el sustrato. En este sentido hay varias causísticas:

- Que el agua incida la colada de lava, la disección y deje aflorar al sustrato comenzando a encajarse en él (Fig. 8.17).



Figura 8.17: Vista general de los efectos erosivos del barranco incidiendo en la colada y en el sustrato, quedando colgada respecto al cauce actual.

- Que el agua se encaje a favor de los contactos laterales de la colada de lava, sin apenas incidirla. Este caso es más común y se ve favorecido si la lava desarrolló gruesos leveès. Ocurre entonces que la erosión hídrica se centra en el sustrato, normalmente más fácilmente deleznable que la colada holocena, quedando esta colgada y sufriendo sucesivos desplomes, de forma que su desalojo es más por gravedad que por erosión hídrica (Fig. 8.18).



Figura 8.18: Vista general de los efectos erosivos del barranco incidiendo en el borde de la colada y en el sustrato, quedando colgada respecto al cauce actual.

A partir de estas consideraciones, en la tabla 8.15 se presentan conjuntamente los valores de volumen y superficies originales para el cono y la colada de lava expuestas en las tablas 8.5 y 8.7, como también los valores obtenidos de volúmenes y superficies actuales para el cono y la colada de lava.

A partir de la interpretación de estos datos se obtienen unos resultados que se exponen en la tabla 8.16. Se pueden obtener unos resultados de interés como es establecer la tasa de erosión, a partir del volumen desalojado de material en cada una de las unidades volcánicas independientemente, obtenidas a partir de la diferencia del volumen original y actual, considerando el tiempo durante el cual ha estado actuando dicho proceso. La consideración general es suponer que el ciclo erosivo del área de estudio ha sido posterior al último episodio volcánico afectado por la erupción. Aunque este hecho no determina con exactitud cuanto ha sido ese tiempo de actuación, ya que es posible que desde dicho evento final hasta el inicio de la erosión pudiera haber transcurrido un cierto tiempo. En cualquier caso

Edificio volcánico (n = 27)	Volumen Original (m ³)		Volumen Actual (m ³)		Superficie Original (m ²)		Superficie Actual (m ²)	
	Cono	Lava	Cono	Lava	Cono	Lava	Cono	Lava
Pico Bandama (1)	47.037.655	10.738.722	46.104.995	10.670.071	654.874	881.819	631.438	878.139
Cono Pre-Caldera Bandama (2)	16.091.416	—	249.305	—	472.837	—	23.389	—
Caldera Bandama (3)	13.032.537	1.000	10.007.408	900	1.240.874	333	1.240.874	300
El Garañón (4)	838.607	197.408	697.738	187.852	63.480	62.547	58.806	61.767
Doramas (5)	—	172.420	—	150.073	—	191.967	—	185.573
El Lentiscal (6)	10.599.533	9.945.377	9.364.561	9.569.244	344.560	993.703	318.693	945.728
Montaña del Gallego (7)	1.219.357	509.445	684.872	468.915	62.453	430.261	62.453	338.046
Cuesta de Las Gallinas (8)	795.217	351.584	632.731	318.913	83.335	148.454	66.901	133.613
Montaña Rajada (9)	30.079	127.315	27.807	106.479	3.911	43.740	3.715	36.236
Sima Jinámar (10)	1.500.764	292.597	1.098.721	257.725	76.006	137.033	76.006	121.782
Montaña Negra de Jinámar (11)	1.045.332	33.000	870.209	26.898	119.453	11.000	118.335	8.966
Montaña Pelada II (12)	1.106.206	379.826	1.040.960	338.426	77.574	191.893	71.290	186.713
Montaña Pelada (13)	26.896.616	—	24.307.279	—	636.721	—	636.721	—
Berrazales (14)	1.067.773	405.046	529.631	359.027	55.429	81.060	47.888	71.674
Jabalobos (15)	178.820	277.434	174.658	256.497	19.886	135.166	19.595	123.007
Caldera Pinos de Gáldar (16)	16.968.864	1.720.494	16.581.838	1.586.155	642.662	596.649	636.789	591.207
Montañón Negro (17)	17.401.101	4.862.313	17.038.903	4.736.798	521.844	1.003.530	500.781	1.002.084
Embudo Fagajesto (18)	903.137	—	71.015	—	33.380	—	11.000	—
Hondo de Fagajesto (19)	1.577.798	—	283.886	—	81.436	—	50.065	—
Cono de Fagajesto (20)	990.762	7.182.914	909.266	6.717.465	74.318	1.327.880	71.837	1.291.069
Caldereta Valleseco (21)	6.676.533	2.928.364	6.482.380	2912.994	204.610	786.440	191.826	772.687
San Mateo (22)	826.617	664.922	562.587	593.811	58.495	199.052	56.360	187.374
Santidad (23)	6.004.675	4.418.828	3.054.490	4.070.752	206.601	1.368.138	206.601	1.359.181
El Melosal (24)	494.324	454.023	474.570	391.799	52.562	211.091	52.562	189.977
El Hoyo (25)	2.452.957	963.461	2.045.572	641.657	89.473	307.517	76.147	260.367
Barros II (26)	1.117.449	157.724	796.084	98.039	48.922	73.678	39.530	66.876
El Dragujillo (27)	691.379	301.015	218.542	168.001	34.128	59.034	18.188	39.380
Mediana	1.168.403	405.046	833.147	359.027	79.505	191.967	69.096	186.713
Media	6.828.673	2.047.184	5.550.385	1.940.369	229.224	401.825	203.377	384.859
Mínimo	30.079	1.000	27.807	900	3.911	333	3.715	300
Máximo	47.037.655	10.738.722	46.104.995	10.670.071	1.240.874	1.368.138	1.240.874	1.359.181
Desviación Estándar	10.876.754	3.210.554	10.452.009	3.131.090	296.346	436.206	294.426	432.255

Tabla 8.15: Volúmenes y superficies originales (post-erupción) y actuales de los conos y las coladas de lava de todos los edificios volcánicos holocenos de Gran Canaria.

es práctico ofrecer los resultados de erosión determinados por medio de una tasa promedio de evacuación, de volumen desalojado cada 1.000 años, como también la tasa de incisión lineal. Este promedio se aplica a las unidades volcánicas del cono y lava que son las que se analizan morfométricamente.

Este desalojo de volúmenes está directamente asociado a procesos erosivos naturales, aunque en algunos casos (sobre todo en conos) se hacen notar más los efectos antropogénicos, como se puede observar en los valores medios de tasas de incisión, para el cono 1,64 m/ka, sin embargo, en la colada de lava 0,05 m/ka. A partir de otros trabajos realizados en Gran Canaria (Menéndez *et al.*, 2008) sobre tasas de erosión, estos resultados son inferiores, debido principalmente a que en esta tesis doctoral, únicamente se contempla las tasas de incisión que afectan al cono y la colada de lava, ya que no necesariamente el cauce actual incide en todo su recorrido directamente en las unidades volcánicas estudiadas, ya que en muchos de los casos, el cauce actual discurre por el sustrato, dejando así, la colada colgada respecto al cauce actual, incluso sin ser afectada por la erosión actual.

La mayoría de los autores realizan los análisis morfométricos de volcanes atendiendo al criterio cronológico (Wood, 1980b; Karáston, 1996), para de este modo intentar establecer la relación entre determinados parámetros morfométricos y la edad de los edificios volcánicos, y observar si existe una estrecha correlación entre ambos aspectos que permita diferenciar campos volcánicos aparentemente iguales. También son utilizados para determinar el grado de degradación del cono con el paso del tiempo o establecer clasificaciones morfométricas.

A priori, la edad parece ser un factor clave que permite entender el grado de desmantelamiento de los conos. Así, los análisis morfométricos son indicativos del estado de evolución de los aparatos volcánicos. En general, a medida que se incrementa la edad del volcán también lo hace el desmantelamiento del mismo.

Aunque estos hechos son fundamentales para entender la evolución morfológica de los edificios simples, es evidente que factores tales como la localización, el ambiente climático, tipo de materiales, acciones antropogénicas, etc. determinan que no exista una correlación lineal y perfecta entre los distintos parámetros morfométricos de los centros eruptivos y su edad relativa, con lo que el grado de transformación de los mismos evoluciona, en ocasiones, con cierta independencia respecto a la edad.

El 82% de las erupciones holocenas emergen en un entorno climático húmedo principalmente (ver tabla 8.16), el resto se enmarcan en un entorno seco, afectando a las erupciones localizadas en el sector ESE de la isla. Este ambiente climático va

Edificio volcánico (n = 27)	Volumen Desalojado (m ³)		Tasa Desalojo (m ³ /ka)		Tasa Incisión (m/ka)		Ambiente Climático (H=Húmedo; S=Seco)	Longitud Barranco (S=Corto; L=Largo; XL=Extralargo)
	Cono	Lava	Cono	Lava	Cono	Lava		
Pico Bandama (1)	932.660	68.651	473.431	34.848	0,60	0,01	H	L
Cono Pre-Caldera Bandama (2)	15.842.111	—	8.041.681	—	11,86	—	H	—
Caldera Bandama (3)	3.025.129	100	15.35.598	51	1,24	0,002	H	S
El Garafón (4)	140.869	9.556	70.788	4.802	0,68	0,06	H	L
Doramas (5)	—	22.347	—	9.234	—	0,04	H	L
El Lentiscal (6)	1.234.972	376.133	504.070	153.524	0,56	0,04	H	L
Montaña del Gallego (7)	534.485	40.530	216.478	16.416	3,47	0,08	H	S
Cuesta de Las Gallinas (8)	162.486	32.671	65.810	13.232	0,03	0,01	H	S
Montaña Rajada (9)	2.272	20.836	920	8.439	0,08	0,01	H	S
Sima Jinámar (10)	402.043	34.872	162.770	14.118	2,14	0,01	H	S
Montaña Negra de Jinámar (11)	175.123	6.102	68.946	2.402	0,55	0,11	H	S
Montaña Pelada II (12)	65.246	41.400	24.621	15.623	0,13	0,06	H	L
Montaña Pelada (13)	2.589.337	—	977.108	—	1,53	—	H	L
Berrazales (14)	538.142	46.019	194.979	16.674	2,97	0,004	H	S
Jabalobos (15)	4.162	20.937	1.508	7.586	0,03	0,01	H	S
Caldera Pinos de Gáldar (16)	387.026	134.339	136.758	47.470	0,13	0,07	H	XL
Montañón Negro (17)	362.198	125.515	121.952	42.261	0,23	0,04	H	XL
Embuño Fagajesto (18)	832.122	—	274.628	—	6,80	—	H	XL
Hondo de Fagajesto (19)	1.293.912	—	427.034	—	4,52	—	H	S
Cono de Fagajesto (20)	81.496	465.449	26.896	153.614	0,22	0,07	H	XL
Caldereita Valleseco (21)	194.153	15.370	64.056	5.071	0,38	0,02	H	S
San Mateo (22)	264.030	71.111	45.601	12.282	0,72	0,03	H	XL
Santidad (23)	2.950.185	348.076	506.556	59.766	2,45	0,04	S	S
El Melosal (24)	19.754	62.224	3.391	10.682	0,06	0,02	S	L
El Hoyo (25)	407.385	321.804	69.877	55.198	0,09	0,11	S	L
Barros II (26)	321.365	59.685	53.294	9.898	0,45	0,11	S	S
El Draguiño (27)	472.837	133.014	44.565	12.537	0,78	0,08	S	L
Mediana	394.535	46.019	96.370	13.232	0,58	0,04		
Media	1.278.288	106.815	542.820	30.684	1,64	0,05		
Mínimo	2.272	100	920	51	0,03	0,002		
Máximo	15.842.111	465.449	8.041.681	153.614	11,86	0,11		
Desviación Estándar	3.095.258	134.605	1.568.303	42.287	2,65	0,04		

Tabla 8.16: Volumen desalojado, tasa de desalojo y tasa de incisión de cono y lava en los edificios volcánicos holocenos, indicando el ambiente climático y tipo de barranco que afecta directa o parcialmente a cada una de las unidades volcánicas expuestas.

a intervenir en la tipología de barrancos que presenta este sector Norte de la isla. Los barrancos que tienen sus cabeceras en la cumbre alcanzan hasta más de 17 km de longitud, categorizado como extralargo (XL), con una pluviometría de 800 mm/año a una cota de 1.600 m. Aún así, existen algunos barrancos de este sector que están sujetos a un clima más húmedo y por tanto con precipitaciones de más de 1.000 mm/año. Los barrancos categorizados como largos (L) tienen 10-17 km de longitud, con precipitaciones de 400-600 mm/año entre 500 y 1.600 m de altitud. Finalmente los barrancos categorizados como cortos (S), con longitudes entre los 4 y 10 km, tienen las cabeceras en cotas más bajas (200-800 m) y precipitaciones entre 200 y 400 mm/año (Menéndez *et al.*, 2008).

La figura 8.9 compara el volumen original y el desalojado en conos y lavas de los edificios volcánicos ordenados cronológicamente desde el más antiguo al más joven y divididos en sector Este y Oeste. Este desalojo de volúmenes está directamente asociado a procesos erosivos naturales, aunque en algunos casos (sobre todo en conos) se hacen notar más los efectos antropogénicos.

En la figura 8.19A se observa la variabilidad que presentan algunos de los conos respecto al volumen original en el sector Oeste. El Hondo de Fagajesto (19), al tratarse de una caldera, gran parte del edificio original colapsa. Sin embargo, el Embudo de Fagajesto (18) al emerger en el fondo del cauce y adosado a una ladera escarpada, la propia erosión en la base del cono origina el desequilibrio del mismo, desapareciendo casi el 90% en volumen. La variación que presenta Montañón Negro y Caldera de los Pinos de Gáldar (17 y 16, respectivamente) es causado por la explotación de áridos, por lo que la pérdida de su volumen está ligado principalmente a este efecto antrópico. En el caso de Berrazales (14), el edificio emerge en una ladera de pendiente muy escarpada, lo que da lugar a que la estructura del edificio no tenga estabilidad.

En el sector Este, parte de los de El Draguillo, Barros II y El Hoyo (27, 26 y 25, respectivamente), se apoya en el fondo del barranco, obligando a que la erosión hídrica incida directamente en los edificios; en cambio, el volumen desalojado que se observa en Santidad (23) es causado principalmente porque en la actualidad existe una cantera de explotación de áridos, lo mismo que ocurre con Montaña Pelada (13). Respecto a Sima Jinámar y Montaña del Gallego (10 y 7, respectivamente), el volumen desalojado se asocia a la construcción de infraestructuras en el caso de Sima Jinámar. En cambio, el desarrollo de las infraestructuras en Montaña del Gallego se superpone a su aprovechamiento como cantera. En el Lentiscal (6), el volumen desalojado está relacionado principalmente con procesos naturales, ya que parte del edificio se apoya tanto en un fondo de barranco como en la ladera opuesta

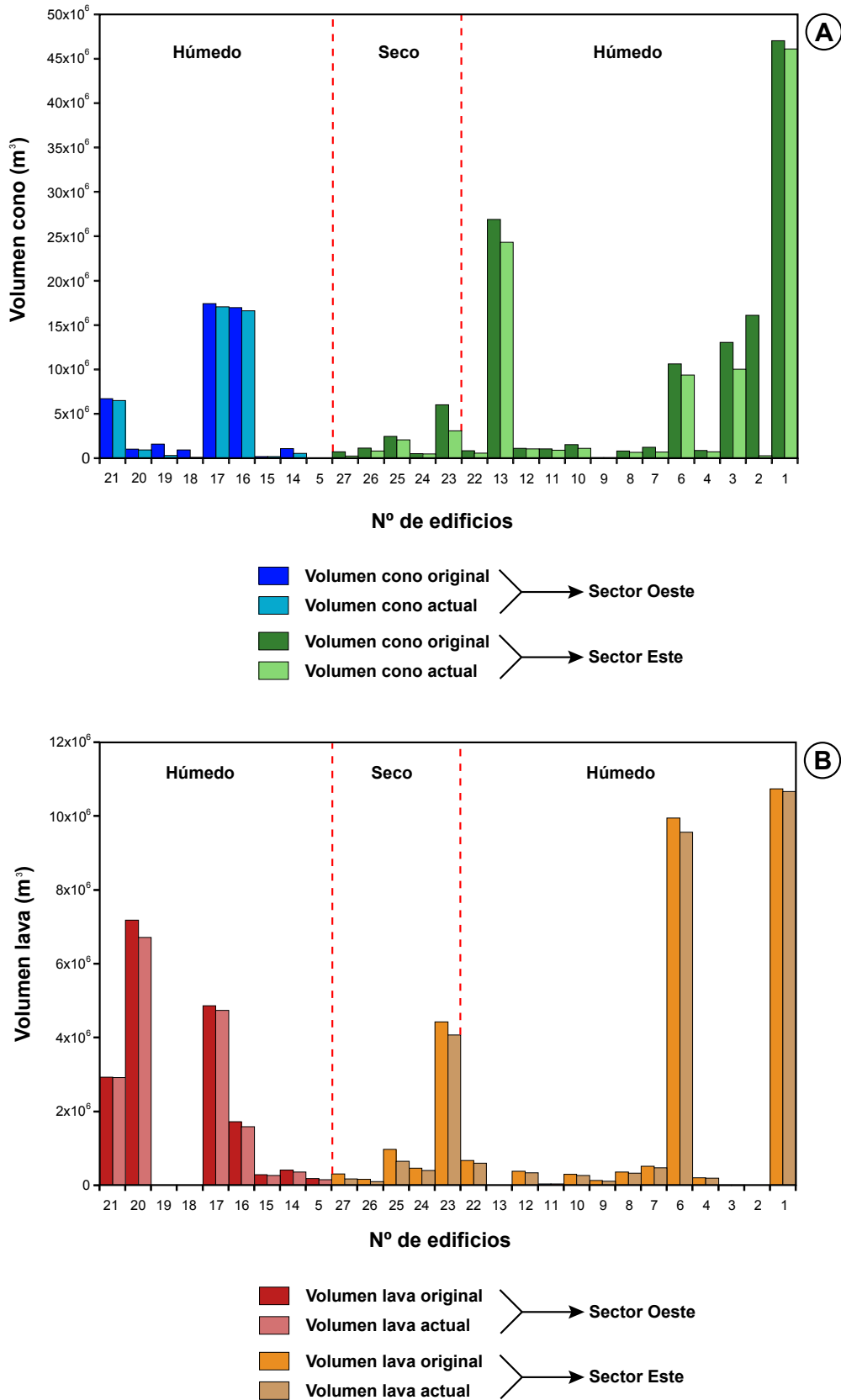


Figura 8.19: Comparativa del volumen original y el desalojado por fenómenos naturales y antropogénicos de los conos y coladas de lava de los edificios volcánicos holocenos de Gran Canaria. Los números de los centros de emisión son los indicados en las tablas 8.5, 8.7, 8.9, 8.11, 8.13, 8.14, 8.15 y 8.16.

de donde emerge el edificio. En el caso de la Caldera de Bandama (3), se añaden deslizamientos en la estructura interna del edificio y el desarrollo de barranqueras en los flancos. En el caso del Pico Bandama (1) la pérdida de volumen está asociado a deslizamientos en uno de sus flancos, ya que se apoya en el perímetro de la Caldera Bandama cayendo hacia el interior.

Por tanto, la variabilidad que presentan los edificios volcánicos es indiferente al ambiente climático predominante o al sector que pertenezcan, ya que en la mayoría de los casos la pérdida de volúmenes que presentan los conos es debido principalmente a efectos antropogénicos, por instalación de infraestructuras o canteras. Esta aceleración antropogénica de los procesos erosivos desvirtúa la interpretación de los resultados relacionado con los efectos erosivos de acción natural.

En el caso de las coladas de lavas (Fig. 8.19B), la intervención antrópica es menos probable que la observada en los conos. Así el volumen desalojado en las coladas se asocia principalmente a los efectos naturales erosivos, y más concretamente a la erosión hídrica de los barrancos (Fig. 8.20).



Figura 8.20: Vista general de la colada de El Lentiscal en dos momentos diferentes. Borde de colada y cauce seco con depósitos aluviales (A). Actuación directa de la erosión en la base de la colada ocasionando la caída de bloques (B).

En el caso de la colada del cono de Fagajesto (20), la pérdida de volumen está asociada a las fuertes pendientes por donde fluye la colada así como a la actuación directa de un barranco principal, como es el de Agaete. En cambio, las coladas de Montañón negro y Caldera Pinos de Gáldar (17 y 16, respectivamente), a pesar de pertenecer al mismo sector Oeste que el cono de Fagajesto, la topografía por donde fluyó era más irregular. Además, las coladas presentan en varios tramos morfologías en canal (*leveès*) por las que el cauce del barranco actual aprovecha para discurrir y la erosión está menos presente.

En el sector Este, cabe destacar la colada del cono de El Hoyo (25), que está ubicada en un ambiente climático de transición seco-húmedo. Esta transición hace que sea importante la erosión hídrica ya que se trata de un barranco categorizado como largo. Un caso singular se observa en Santidad (23), donde el volumen desalojado corresponde conjuntamente a tres coladas que discurren primeramente por barrancos tributarios para confluir finalmente en una sola colada en el barranco principal. En el caso de la colada de El Lentiscal, se inunda un barranco cuya cabecera se localiza en zonas de cumbre, categorizado como muy largo, con lo cual la capacidad erosiva en el tramo donde se localiza la colada es máxima. Finalmente, la colada del Pico de Bandama, debería presentar por edad y situación topográfica poco volumen desalojado. Sin embargo, aquí, hay que añadir una importante actividad antrópica a la erosión natural que modificó esta colada considerablemente.

Por tanto, la variabilidad en el volumen desalojado que presentan las coladas, al igual como se ha comentado respecto a los conos volcánicos, es indiferente al ambiente climático predominante o al sector geográfico a que pertenezcan, ya que en la mayoría de los casos la pérdida de volúmenes es debida principalmente a la topografía del terreno y la morfología de las lavas. A diferencia de los conos, las coladas están más implicadas en el comportamiento erosivo de los barrancos.

Por todo lo anteriormente expuesto, a la hora del cálculo de tasas de desalojo (volumen desalojado/1.000 años) se han tomado los datos en conos y coladas de lavas. La figura 8.21 muestra esas tasas de desalojo para cada uno de los centros principales de emisión.

En la figura 8.21A la tasa de volumen desalojado está influenciado principalmente por la orografía del terreno, más abrupta y por su localización en zonas de combres. En lo que respecta al Hondo de Fagajesto (18), el volumen de desalojo está asociado directamente al tipo de erupción y su posterior formación de una caldera de colapso, ocurre lo mismo para los casos de Caldera de Bandama (3), Cono Pre-Caldera de

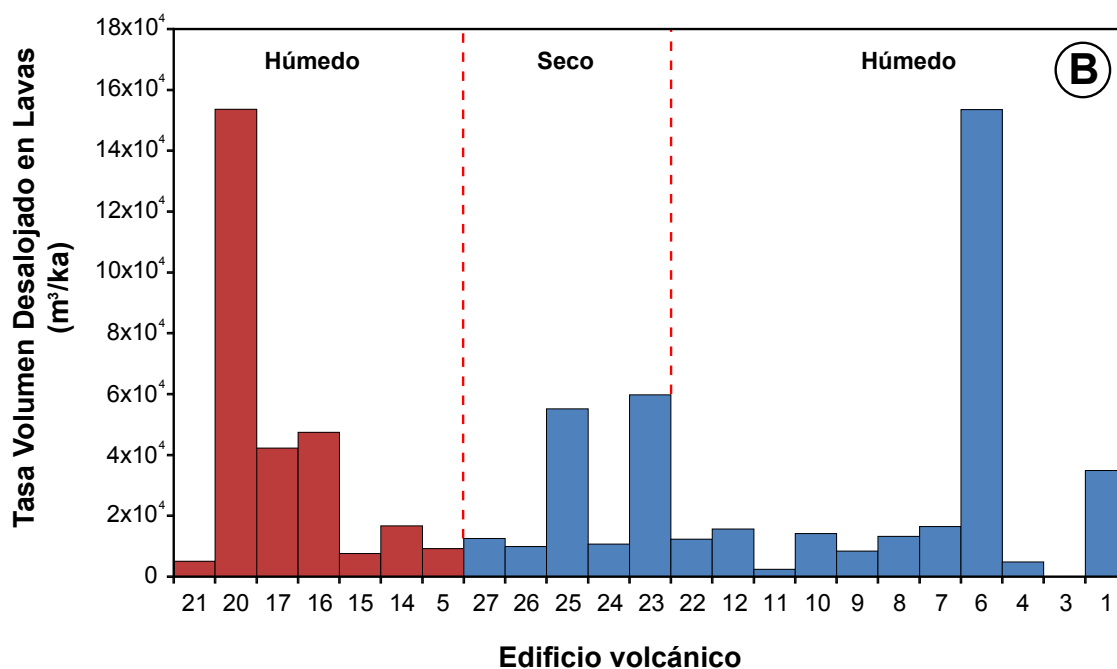
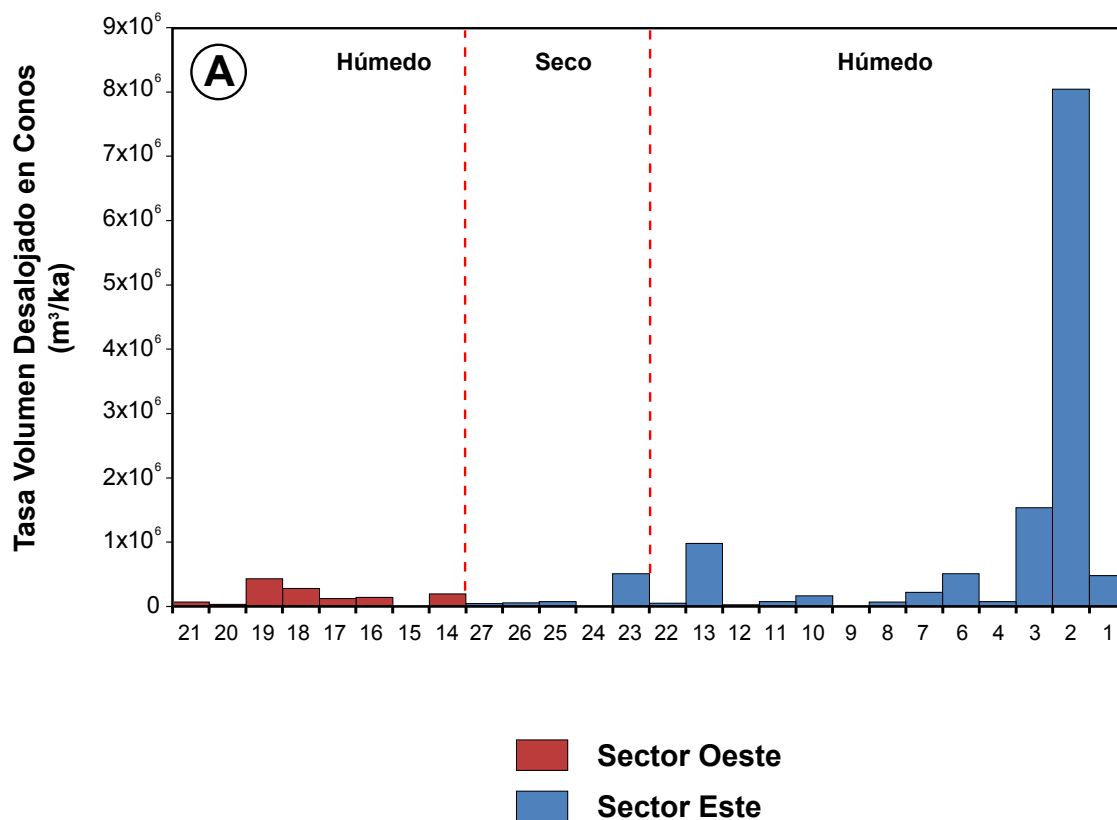


Figura 8.21: Volumen de desalojo en las coladas determinado por medio de una tasa promedio de evacuación, de volumen desalojado cada 1.000 años. Diferenciando los edificios volcánicos por sector Oeste-Este y ambiente climático. Los números de los centros de emisión son los indicados en las tablas 8.5, 8.7, 8.9, 8.11, 8.13, 8.14 y 8.15.

Bandama (2) y Pico de Bandama (1) pero con una tasa de volumen de desalojo de mayor magnitud. Sin embargo, el Embudo de Fagajesto (19) se trata de un edificio que emerge adosado a una ladera muy escarpada y la base del edificio se localiza a fondo de barranco, por lo que la propia erosión hídrica actúa directamente en la misma, haciéndole perder estabilidad y por tanto su posterior deslizamiento de la mayor parte de la estructura del cono. Realmente a destacar son los efectos antropogénicos que actúan en los conos por el uso de canteras de extracción de áridos, como los casos de Santidad (23) y Montaña Pelada (13), en las cuales estas canteras en la actualidad aún están en activo, por lo que la tasa de volumen desalojado destaca sobre el resto, sin contar el caso especial de la erupción de Bandama.

En la figura 8.21B, se observa que en el sector Oeste el volumen desalojado igualmente está condicionado por la orografía del terreno, más abrupta y por su localización en las zonas de cumbres. La mayor tasa de volumen desalojado la presenta la lava del cono de Fagajesto (20) que discurre por pendientes muy fuertes y sobre materiales antiguos hasta canalizar por el barranco principal de Agaete, siendo la única colada del Holoceno que llega al mar. En el sector Este, la mayor tasa de desalojo se observa en la lava de El Lentiscal (6), asociada principalmente a los efectos erosivos en ambos bordes de la colada de un barranco principal (Barranco de Guinguada), cuyo sustrato está compuesto de material sedimentario principalmente. Respecto a Santidad (23), la tasa obtenida es el fruto de la suma del volumen desalojado de las tres coladas que discurren por barrancos tributarios. En cambio, la colada de El Hoyo (25) inunda un barranco plano por lo que destaca más el volumen de lava desalojado, respecto a otras lavas de otros centros eruptivos en el mismo sector.

Otro proceso a destacar es el fenómeno de basculamiento que sufre la isla de Gran Canaria hacia el Oeste por el peso que origina la isla de Tenerife, que al ser más joven que Gran Canaria emerge apoyándose sobre sus faldas sumergidas. Este efecto de flexión obliga a los barrancos del sector Este a incidir más para poder recuperar su nivel de base (Menéndez *et al.*, 2008).

En conclusión, aunque los diferentes factores enumerados (sector climático, naturaleza del sustrato, tipo de barranco y basculamiento de la isla) deben influir en los procesos de desalojo natural de las lavas holocenas, parece que el factor más importante de todos ellos es el tipo de barranco (gran longitud y cabecera en zonas de cumbres con alta pluviometría). A este desalojo por procesos naturales se suma la actividad antrópica, ya sea para usos agrícolas, redes viarias o viviendas. Asimismo, hay que destacar que la erosión que actúa en la colada no es lineal

a lo largo del tiempo, ya que en la mayoría de los casos el volumen de desalojo se concentra en procesos puntuales, caracterizados por las caídas de bloques al fondo del cauce, quedando el resto del tiempo apenas sin actividad erosiva.

Los depósitos pirocásticos de dispersión horizontal cubren la paleosuperficie existente en el momento de la erupción, modificándola mínimamente en comparación con los conos o las coladas de lava. Se depositan en la dirección de los vientos predominantes, por lo que el grado de erosión va a estar fuertemente condicionado por la posición topográfica que ocupen. Los que se encuentran en depresiones, fosilizados o no por derrubios posteriores, presentan en general un buen estado de conservación, distinguiéndose en ocasiones formaciones superficiales intactas. Cuando cubren zonas más escarpadas y situadas en zonas de umbría están más erosionados. En zonas llanas, cuando se intercalan depósitos piroclásticos de caída con otros flujos más explosivos, los planos de separación entre ellos condicionan el grado de erosión.



Vista aérea desde el NE del Pico y Caldera Bandama

CAPÍTULO 9

***PELIGROSIDAD Y RIESGO
VOLCÁNICO***

9.1. MARCO TEÓRICO

Primeramente hay que establecer la diferencia entre peligros y riesgos. Las siguientes definiciones han sido adaptadas de Fournier d'Albe (1979):

- *Peligro*, es la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos o productos volcánicos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo.
- *Riesgo*, es la posibilidad de pérdida de vidas humanas, propiedades, capacidad productiva, etc., dentro de un área sujeta a los peligros. El riesgo se evalúa como producto de 3 factores: valor, vulnerabilidad y peligrosidad:

$$\text{Riesgo} = \text{valor} \times \text{vulnerabilidad} \times \text{peligrosidad}$$

donde valor representa el número de vidas humanas, las propiedades, las obras de infraestructura y la capacidad productiva amenazadas y vulnerabilidad es una medida de proporción (0 a 100%) del costo susceptible a ser perdido en un evento peligroso dado.

Durante la década de 1980, la UNESCO promovió la realización de varios trabajos para la reducción de los desastres naturales, dedicando una serie de estudios de los peligros volcánicos (Westercamp 1982; Crandell *et al.*, 1984; Yokoyama *et al.*, 1984; UNDRO/UNESCO, 1985; Tilling, 1993). Blong (1984), publicó un documento sobre peligros volcánicos, sus efectos y recomendaciones para mitigar sus daños. La International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) ha publicado algunos trabajos sobre monitoreo y mitigación de los peligros volcánicos (Latter, 1989; Rosi, 1996; Scarpa y Tilling, 1996). En 1992, la National Land Agency de Japón presentó un manual para la preparación de mapas de peligros volcánicos. Los trabajos de peligros volcánicos en el contexto del análisis con Sistemas de Información Geográfica (SIG) son cada vez más frecuentes. Dentro de ellos están los aportes de Van Westen (1993, 1997a, 1997b), Gómez-Fernández (1995, 1998, 2000), Pareschi *et al.* (2000) y Carracedo *et al.* (2004). En ellos se integra la información dentro de un SIG para combinar varios mapas temáticos relacionados con los peligros volcánicos y obtener un mapa de peligrosidad volcánica (Van Westen, 1997a). El producto final es una serie de mapas y bases de datos de atributos para ayudar en la toma de decisiones a las autoridades, responsables de protección y población en general. Con respecto a la aplicación de las técnicas de Evaluación Multicriterio (EMC) para valorar áreas de peligro, son pocos los trabajos que estén enfocados a la estimación de los peligros

volcánicos (Torrieri *et al.*, 2002). Los sistemas de información geográfica (SIG), con su desarrollo y uso, han demostrado ser una tecnología útil para almacenar, seleccionar y analizar información espacial para la solución de problemas complejos en planificación y para la toma de decisiones (Aronoff, 1989). El manejo y procesamiento de datos comprende desde la superposición simple de mapas temáticos para el análisis de áreas concretas, hasta la utilización de operadores matemáticos o de modelos numéricos integrados para la predicción de la dinámica de los fenómenos naturales (López-Blanco, 2005). De esta forma, esa tecnología permite ser aplicada a la evaluación de cambios en el uso y cobertura del suelo, conservación de recursos naturales, evaluación de peligros naturales y la prevención de los desastres; además es una herramienta que apoya la investigación científica y sirve como un laboratorio virtual para estudiar los procesos ambientales (Burrough, 1986).

Un paso previo al análisis de peligrosidad es el análisis de susceptibilidad, entendido como la predisposición del terreno a la ocurrencia de erupciones volcánicas. La susceptibilidad no implica el factor temporal y se considera la probabilidad espacial de apertura de centros eruptivos.

Al plantear un mapa de peligrosidad debe empezarse por definir cual es el intervalo de tiempo considerado. Un criterio es considerar todos aquellos eventos que puedan producirse. Seguidamente, debe realizarse un estudio geológico de las erupciones habidas en la zona, reconstruyéndose sus mecanismos eruptivos y tratando de establecer claramente las relaciones temporales existentes entre ellas, así como poner de manifiesto la presencia de secuencias significativas. Estos datos deben ser analizados estadísticamente, al objeto de establecer el modelo que permita reconstruir las distintas secuencias e intervalos. Los desastres pasados suelen ser un buen modelo para las erupciones futuras.

Se describen a continuación los eventos peligrosos que pueden producirse en una erupción volcánica:

- Los flujos de lava, de acuerdo con su composición química y su temperatura, pueden ser muy fluidos o viscosos, la velocidad de avance para los primeros es de varios kilómetros por hora y para los viscosos es de unos pocos cientos de metros. Sin embargo, sus velocidades raras veces exceden 10 km/h. El mayor peligro relacionado a los flujos de lava es el daño por enterramiento y el incendio de lo que encuentran a su paso. Son numerosos los intentos por parte del hombre de controlar el avance de los flujos mediante diferentes métodos: barreras, canales de desvío,

desvío inducido por destrucción de túneles de lava y enfriamiento de los flujos por medio de chorros de agua.

- Los flujos piroclásticos son nubes de fragmentos de roca volcánica y gases que se mueven rápidamente por las laderas de los volcanes y en sus partes bajas se canalizan y siguen los barrancos. Debido a su masa, elevada temperatura, gran velocidad y movilidad son sumamente peligrosos. En ocasiones pueden mezclarse con agua superficial, agua de fusión de nieve e hielo y/o de precipitación formando lahares o grandes crecidas, que pueden causar destrozos aguas abajo.
- Los lahares generalmente fluyen siguiendo los cauces de los valles. Debido a su alta densidad y velocidad pueden causar destrucción por sepultamiento. Para prevenir estos fenómenos, la recomendación más importante es no vivir cerca de los cauces.
- Si el cono volcánico o parte de él se colapsa se pueden generar avalanchas de derrubios, que pueden distribuirse en un área extensa.
- Los depósitos piroclásticos de caída pueden afectar a grandes áreas (incluso a escala continental) dependiendo, principalmente, de la altura alcanzada por la columna piroclástica y la fuerza del viento. La tefra varía desde tamaño ceniza (<2 mm), lapilli (2-64 mm) y hasta bloques y bombas (>64 mm). Estos materiales expulsados a la atmósfera caen nuevamente sobre la superficie terrestre, produciendo el colapso de techos de edificios, afectando la visibilidad y salud de personas, dañando maquinaria, líneas de energía, medios de comunicación, contaminando fuentes de agua y causando incendios. El transporte aéreo y por carreteras es especialmente vulnerables. Los proyectiles balísticos abandonan el cráter a velocidades de entre decenas a centenas de metros por segundo y siguen trayectorias que no son afectadas por la dinámica de la columna eruptiva o por el viento. El peligro de impacto por grandes fragmentos es máximo cerca del cráter y decrece al incrementarse la distancia del mismo (Blong, 1984).
- El magma contiene gases, el más abundante es el vapor de agua, pero hay otros importantes como el dióxido de carbono y el dióxido de azufre. Las emisiones de gases (fumarolas), en forma más o menos regular, son expulsadas a la atmósfera en donde los vientos se encargan de dispersarlas. Dependiendo de la altitud, los gases se pueden dispersar de manera eficiente sin hacer daño a la población.

- Los sismos asociados a la actividad volcánica pueden producirse por movimiento de magma dentro de la corteza, explosión volcánica, movimiento en masa y por esfuerzos tectónicos; los efectos dañinos de los sismos volcánicos están restringidos a las áreas cercanas al volcán. Normalmente los sismos volcánicos en las islas no son perceptibles por los seres humanos y se registran instrumentalmente.
- Los tsunamis son olas, de período largo, generadas por el súbito desplazamiento de masas de agua; estas olas atraviesan las aguas profundas a gran velocidad en forma de olas anchas y bajas, para luego elevarse considerablemente al acercarse a las playas, por lo que las personas localizadas en zonas cercanas al sitio de origen tienen escaso tiempo para actuar. Para la generación de tsunamis de origen volcánico, incluyendo sismos volcánicos o volcano-tectónicos se originan por explosiones volcánicas; colapso o hundimiento; deslizamientos, lahares o flujos piroclásticos que entran en contacto con agua. Como caso ejemplo, los depósitos de un tsunami identificados al Oeste de la isla de Gran Canaria (Agaete), originado por un deslizamiento gigante del Valle de Güimar, en el SE de Tenerife (Pérez Torrado *et al.*, 2006).

9.2. DISTRIBUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DEL VULCANISMO HOLOCENO

Atendiendo al marco teórico indicado en el anterior apartado, para la realización de un mapa de peligrosidad volcánica es necesario conocer el pasado geológico del área volcánica en cuestión. Gracias a esta Tesis Doctoral se conoce con gran detalle la actividad volcánica en Gran Canaria en los últimos 11.000, periodo de tiempo suficientemente extenso y, a la vez, cercano al momento actual, por ello el más adecuado para tratar de evaluar la actividad volcánica futura en la isla.

Así, a partir de las 13 dataciones de radiocarbono y de las relaciones estratigráficas entre los diferentes depósitos volcánicos (ver capítulo 5), se han identificado 34 centros de emisión para los últimos 11.000 años en la isla de Gran Canaria, entre conos principales, conos parásitos, hornitos y fisuras. La agrupación temporal de estas erupciones indica la existencia de cuatro periodos de inactividad volcánica que se han enumerado secuencialmente (Fig. 9.1). El periodo 1 se extiende desde la actualidad hasta 1.900 años; el periodo 2 desde 3.200 a 5.700 años; el periodo 3 desde 6.000 a 10.600 años; y el periodo 4 desde 10.600 años hasta una edad máxima de 50.000.

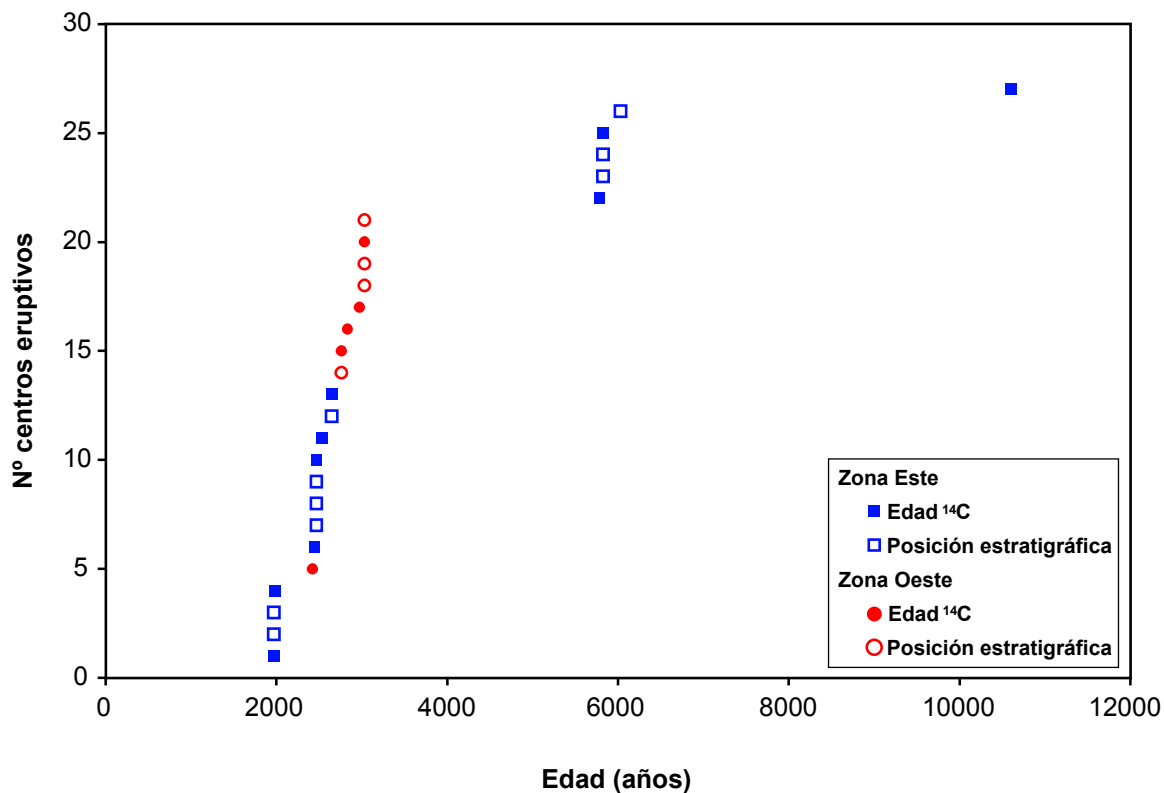


Figura 9.1: Distribución temporal y espacial de los centros eruptivos holocenos de Gran Canaria.

La información sobre las erupciones anteriores a las holocenas es escasa. Las edades obtenidas por el método K-Ar son 85 ± 6 ka para la erupción de los Marteles (Guillou *et al.*, 2004), 100 ± 30 ka para el volcán de Hoya Brava (Balcells *et al.*, 1992), y 140 ± 10 ka para el volcán del Morro de la Armonía (Balcells *et al.*, 1992). Otra edad reciente, de 49 ± 3 ka, se obtuvo en el volcán del Vigía, localizado en La Isleta (Guillou *et al.*, 2004), un islote ubicado al norte de la ciudad de Las Palmas de Gran Canaria, que corresponde a un edificio volcánico independiente, que en la actualidad se encuentra unido a la isla de Gran Canaria (Krastel y Schmincke, 2002).

En la mitad septentrional de Gran Canaria se localizan los centros eruptivos de los últimos 11.000 años, siguiendo la misma tendencia general de los últimos 5 Ma. El vulcanismo holoceno se concentra en dos áreas principales, una al Oeste y otra al Este (Fig. 9.2). Esta zonificación no coincide exactamente con los grupos de edad.

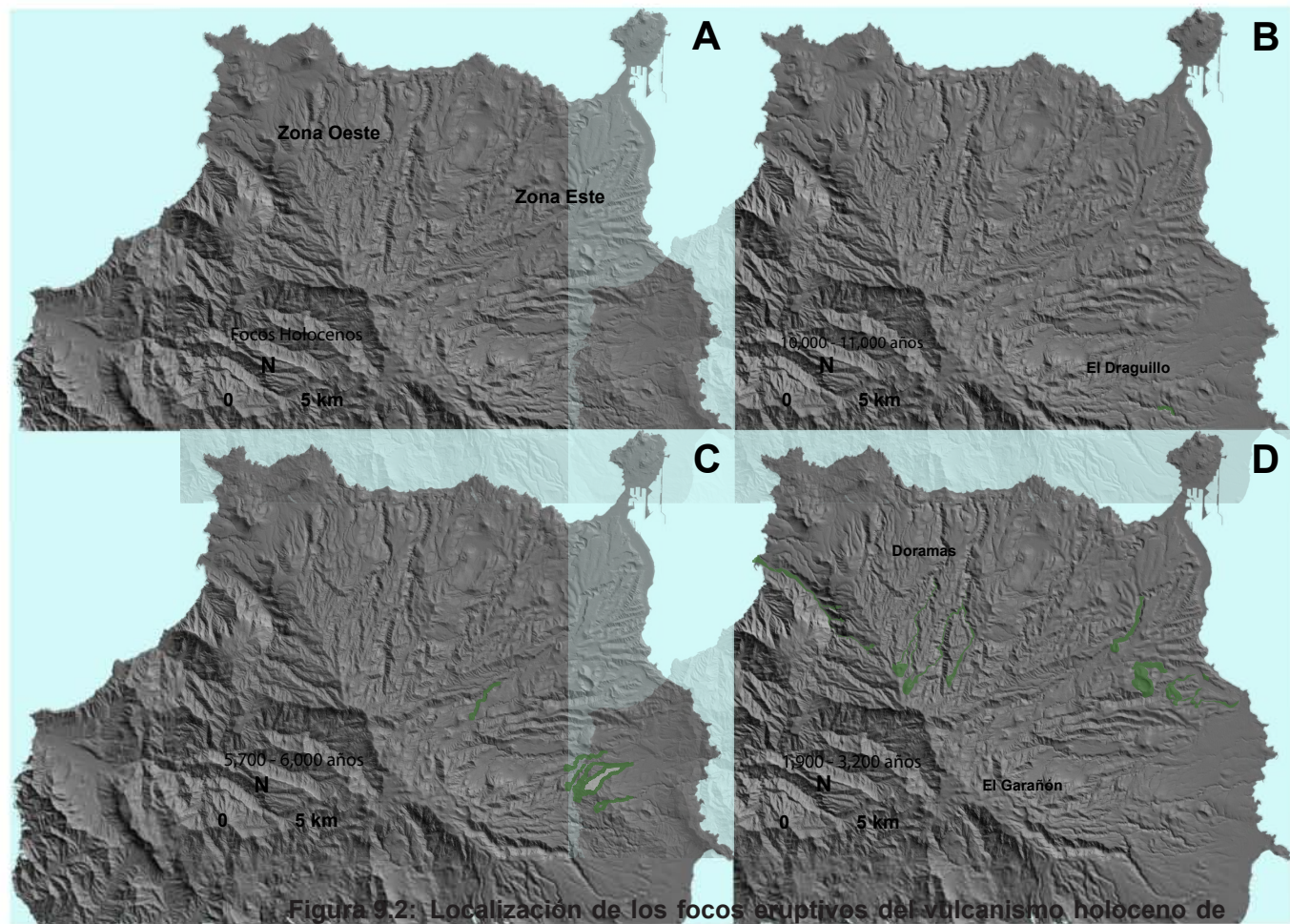


Figura 9.2: Localización de los focos eruptivos del vulcanismo holoceno de Gran Canaria (A) y su distribución espacial de acuerdo a los grupos de edad que se identifican en la figura 9.1 (B, C y D).

La zona Este contiene dieciocho centros eruptivos principales holocenos que pertenecen a los grupos de edad de 1.900-3.200 y 5.700-6.000 años. La erupción más antigua, El Draguillo, con una edad de 10.610 ± 190 años, también se enmarca en esta zona. Las erupciones comprendidas en el periodo de edad de 1.900-3.200 años se localizan más hacia el Norte de El Draguillo, con la excepción de la erupción de El Garañón que se localiza hacia el Sur, en zona de cumbres. Las erupciones comprendidas en el periodo de edad de 5.700-6.000 años se localizan en un área central de esta zona. La zona volcánica en la parte más occidental comprende centros eruptivos principales, exceptuando la erupción de Doramas (2.420 ± 40 años) que se encuentra aislada en la parte Norte (ver Figura 9.2).

Hay un período de inactividad volcánica desde la última erupción ocurrida en Gran Canaria (Pico de Bandama, 1970 ± 70 años). Sin embargo, la primera ocupación de población aborigen fue coetánea, al menos, con las erupciones más recientes del periodo de 1.900-3.200 años. Unos hallazgos arqueológicos, cerca del cono del Pico Bandama, sepultados por el lapilli de esta erupción son la prueba

de la existencia de asentamientos humanos que presenciaron la erupción (Alberto Barroso y Hansen, 2008).

El período de edad de 1.900-3.200 años es el más activo durante el Holoceno (ver Figura 9.2D). Veintiún centros eruptivos se identifican en la zona oriental y occidental de la mitad norte de Gran Canaria. Todos tienen en común el hecho de que son geomorfológicamente jóvenes, como es el caso de las erupciones de Bandama (Pico y Caldera) y El Garañón. Respecto a la Caldera de Bandama, representa un caso singular de una erupción freatomagmática y de las más importantes en este vulcanismo. Aunque no se han podido encontrar muestras de carbón para datar, su edad debe ser inmediatamente anterior a la del Pico Bandama, ya que los últimos depósitos de la Caldera se solapan con las primeras del Pico de Bandama (ver capítulo 5).

El período intermedio de actividad volcánica durante el Holoceno abarcó unos 300 años, dejando un periodo de inactividad volcánica respecto al periodo más joven de unos 2.000 años y más de 4.000 años respecto al periodo más antiguo. Estas erupciones se agrupan en el SE de la zona oriental de Gran Canaria (ver Figura 9.2C), salvo la erupción de San Mateo que se localiza hacia el interior de la isla, en zona de medianías, a unos 8 km de distancia al NO de esta zona. Sólo se disponen de dos dataciones de radiocarbono para este período de tiempo: las erupción de San Mateo (5.790 ± 70 años) y la erupción de El Hoyo (5.830 ± 100 años). Las otras tres erupciones se correlacionan estratigráficamente.

El análisis cronoestratigráfico y morfométrico de los centros volcánicos holocenos permite, por primera vez y de manera cuantitativa, la evaluación del magma erupcionado expresándolo como volumen de roca densa equivalente (DRE). Este es un requisito indispensable para la evaluación del riesgo volcánico. De esta manera se puede analizar con mejor precisión la evolución y producción magmática de la zona de estudio en función del tiempo (Fig. 9.3).

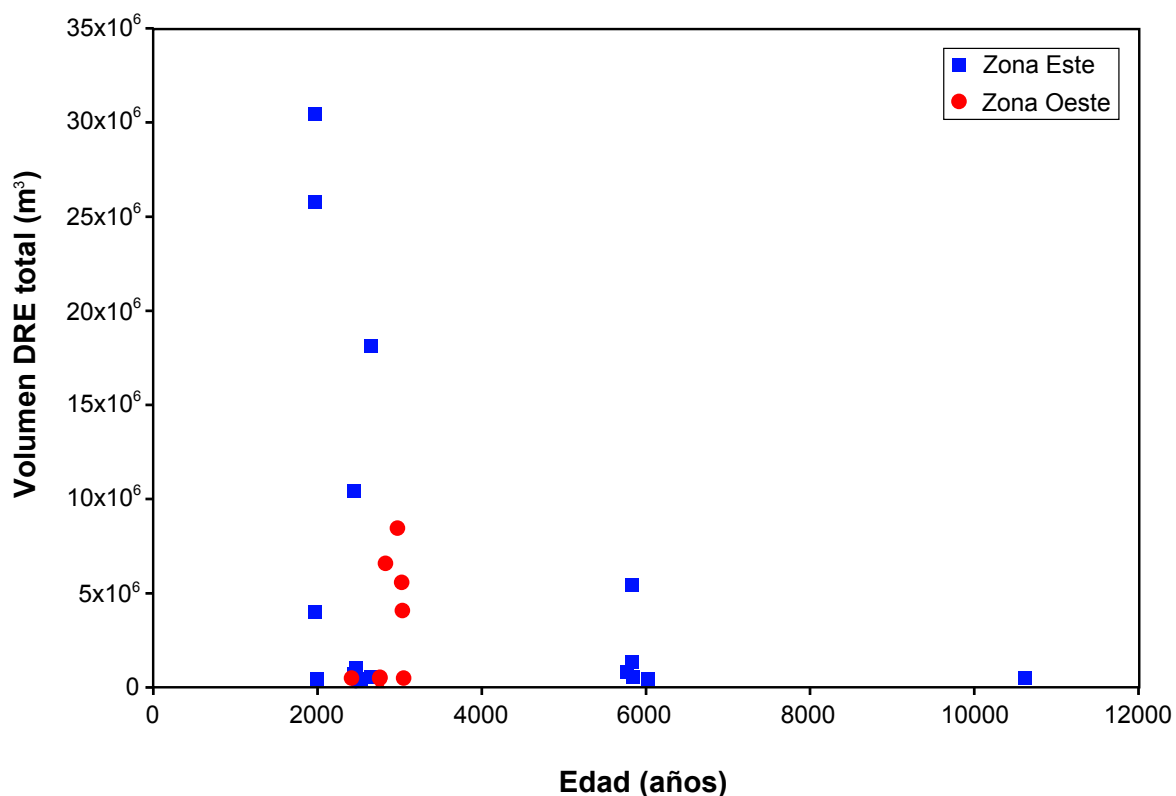


Figura 9.3: Distribución temporal del volumen de roca densa equivalente total (DRE) de los centros eruptivos holocenos de Gran Canaria.

Atendiendo a las gráficas de las figuras 9.1 y 9.3 se observa que la duración de los periodos de inactividad volcánica disminuye con el tiempo mientras que el número de centros eruptivos aumenta al igual que el volumen de magma eruptado y el grado de explosividad de las erupciones. Especialmente, la zona Este es más activa que la Oeste. Las causas de que la localización preferente del vulcanismo holoceno en este sector E pueden ser diferentes y, al mismo tiempo, complementarias.

En este contexto hay que tener muy en cuenta el efecto de flexión que ejerce la isla de Tenerife situada al Oeste de la de Gran Canaria, provocando un basculamiento (*tilting*) en Gran Canaria, tendiendo a hundirse en sus sectores occidentales y a levantarse en los orientales como ya sugieren en trabajos previos Pérez Torrado *et al.* (2002), el cual establece como marcador fiable de este efecto los depósitos de pillow-lavas en el sector N de la isla. Por otro lado, los datos de tomografía sísmica publicados por Krastel y Schmincke (2002), revelan la presencia de una gran masa de cuerpos ígneos intrusivos, diques y plutones, situada a 10 km de profundidad en la vertical de La Isleta. Estos cuerpos intrusivos deben ser el reflejo de la actividad volcánica desarrollada bajo La Isleta en el último millón de años (Hansen, 2009). La intrusión de los mismos desde sus áreas de generación en el manto astenosférico, ha podido provocar levantamientos tectónicos diferenciales mediante el mecanismo conocido como *underplating*.

En consecuencia, la combinación de un empuje vertical provocado por el ascenso de magma por efectos adiabáticos (Aulinas, 2008), las continuadas repeticiones de la secuencia volcánica, la actividad volcánica de la Isleta, los colapsos gravitacionales reconocidos en la mitad septentrional de la isla en los últimos 3 Ma (Guiniguada, Tenteniguada, Guayadeque y Tirajana) (Hansen, 2009) y el basculamiento insular, originan una inestabilidad y debilidad estructural del edificio insular que favorece la localización preferente de los focos volcánicos en esta región septentrional de Gran Canaria.

Conocido, por tanto, el *dónde* (localización) de la futura actividad volcánica en Gran Canaria, se trata ahora de responder el *cuándo*. Los eventos volcánicos de los últimos 11.000 años no siguen un patrón preciso de duración de los intervalos de inactividad volcánica que permita acotar cuando finalizará el actual y, consiguientemente, se inicie una nueva erupción. A esto hay que añadir que, en el estado actual de los conocimientos vulcanológicos, es imposible poder predecir a fecha fija una futura erupción, solamente es posible su detección temprana una vez los síntomas que acompañan a este tipo de manifestaciones (tremores sísmicos, emanaciones gaseosas, deformaciones en el terreno, etc.) son evidentes (Carracedo y Tilling, 2003; Carracedo *et al.*, 2005).

La duración de cada erupción será desde horas a no más de 100 días en comparación con las observaciones de las erupciones históricas del resto de las Islas Canarias (Hernández-Pacheco, 1987; Romero, 1991; Carracedo *et al.*, 2007b), exceptuando la de Timanfaya (Lanzarote) ya que se trata de una serie concatenada de varios centros de emisión a lo largo de una fisura y una duración de años. La tabla 9.1 muestra el rango de variación del volumen de material magmático erupcionado en relación a las tasas eruptivas, entre 0,1 hm³ que se identifica con un vulcanismo muy efusivo hasta 2 hm³ que se relaciona con un vulcanismo más explosivo.

		Duración (días)					
		1	5	10	20	50	100
Tasas Eruptivas (hm ³ /día)	0,1	0,1	0,5	1	2	5	10
	0,2	0,2	1	2	4	10	20
	0,5	0,5	2,5	5	10	25	50
	1	1	5	10	20	50	100
	1,5	1,5	7,5	15	30	75	150
	2	2	10	20	40	100	200

Tabla 9.1: Volumen máximo (hm³) de material magmático erupcionado en relación al número de días y la tasa eruptiva.

El volumen más bajo de material eruptado en el Holoceno de Gran Canaria es el de Montaña Rajada que corresponde a $0,15 \text{ hm}^3$. Comparando este valor con los presentados en la tabla 9.1, este centro eruptivo pudo tener una duración de apenas unas horas. En cambio, el volumen máximo de material eruptado en el holoceno es de la Caldera de Bandama que asciende a un total calculado de 122 hm^3 . Si a este centro eruptivo se le añade el volumen del Pico de Bandama, que asciende a un total de 81 hm^3 , hace un total de 203 hm^3 , lo que significaría una duración de unos 100 días para la erupción de este complejo volcánico aplicándole las mayores tasas de $2,0 \text{ hm}^3/\text{día}$. En este último supuesto y, en general para todas las erupciones holocenas que han tenido un fuerte componente freatomagmático en sus mecanismos de emisión, éstos cálculos deben tomarse con más cautela ya que estos mecanismos muy explosivos son capaces de evacuar grandes volúmenes de magma en muy corto tiempo, con tasas eruptivas muy elevadas de forma puntual.

9.3. CARACTERÍSTICAS DE POSIBLES ERUPCIONES

Los valores morfométricos y volumétricos observados en el Holoceno, permiten caracterizar el orden de magnitud y el estilo de futuras erupciones en la zona (Fig. 9.4).

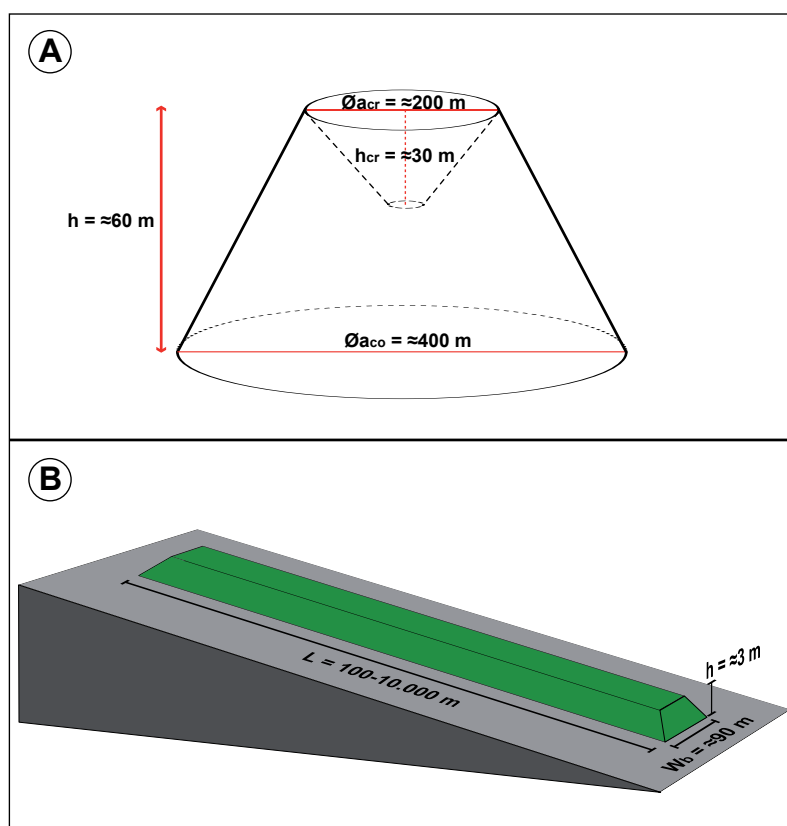


Figura 9.4: Dimensiones típicas de conos de escorias (A) y coladas de lavas basálticas (B) esperables en futuras erupciones monogenéticas basálticas de de tipo estromboliano en Gran Canaria.

La probable erupción correspondería a un volcán de tipo estromboliano, monogenético basáltico ≈ 60 m de alto y ≈ 400 m diámetro, con un cráter de ≈ 200 m de diámetro y una profundidad de ≈ 30 m; el flujo de lava tendría entre 100 y 10.000 metros de longitud, un espesor medio de ≈ 3 m y una anchura media de ≈ 90 m, con velocidades de avance de pocos a cientos de metros por hora. La viscosidad, la tasa de emisión y la topografía son los factores que en última instancia acabarán diferenciando los detalles de la morfología de los depósitos volcánicos. Especialmente grave es la situación, cuando la lava se canaliza en barrancos y/o desarrolla túneles lávicos que le permiten recorrer grandes distancias sin enfriarse y mantener una alta movilidad muy lejos del centro de emisión.

La posibilidad de una futura erupción freatomagmática es más baja, aunque no descartada, ya que los niveles freáticos en la isla son ahora inferiores a los que se consideran normales para el Holoceno, debido a la sobreexplotación de las aguas subterráneas llevada a cabo en el último siglo (Custodio y Cabrera, 2008).

9.4. MAPA DE PELIGROSIDAD VOLCÁNICA DE GRAN CANARIA

La información sobre los peligros volcánicos a largo plazo, obtenidos de estudios detallados de la historia eruptiva y del comportamiento eruptivo de los volcanes, se presenta de la manera más útil con la realización de un mapa de zonificación de los peligros volcánicos. Cada mapa debe delimitar la zona de peligro relacionada a cada tipo de evento, como también debe indicar el grado relativo de peligro. Por lo tanto, los límites entre zonas de peligro en mapas de peligrosidad son gradacionales y tienen una ubicación aproximada (Tilling, 1993; Carracedo *et al.*, 2004).

Existen numerosas técnicas para delimitar las zonas de peligro:

- Caídas de tefra: la zonificación del peligro por caída de tefra se basa en la frecuencia y magnitud (expresada en volumen total de tefra, o más a menudo, en la relación espesor versus distancia del centro de emisión) de anteriores caídas de tefra y en los modelos regionales de circulación de los vientos predominantes.
- Flujos de lava: las zonas de peligro se establecen en base a la frecuencia con la cual las áreas han sido cubiertas por los flujos de lavas en el pasado geológico reciente, a los centros de emisión más probables para futuros flujos de lava, a las longitudes y áreas de los flujos de lava típicos para un volcán y a consideraciones topográficas que convierten a una zona en más probable de ser inundada por un flujo de lava.

- Flujos pirocásticos y oleadas: las zonas de peligro pueden variar ampliamente de un volcán a otro, debido al alto rango de energía de tales eventos, ubicación de los centros de emisión y la topografía.
- Colapsos y avalanchas: Si el cono volcánico o parte de él se colapsa puede distribuirse en una extensa área dependiendo de la topografía donde emerge el edificio volcánico.
- Gases volcánicos: las zonas de peligro para gases volcánicos generalmente están restringidas a las cercanías de los centros de emisión y están comprendidas dentro de las zonas de peligro para varios fenómenos de flujo y para caídas potentes de tefra.

En la figura 9.5 se representa el mapa de peligrosidad volcánica en Gran Canaria obtenido a partir de los trabajos llevados a cabo en esta Tesis Doctoral. En él, se definen cuatro zonas de peligro volcánico creciente:

- Zona de peligrosidad volcánica 0 (en azul). Abarca áreas que no han tenido erupciones en los últimos 5 Ma y están protegidas topográficamente, de forma que no pueden llegar las coladas, aunque sí los piroclastos de dispersión horizontal de magnitud media (VEI de 3 a 4). Teniendo en cuenta el estadio de rejuvenecimiento tardío que se encuentra la isla, es lógico que esta zona abarque la mayor área de la misma.
- Zona de peligrosidad volcánica 1 (en amarillo). Comprende áreas igualmente sin actividad eruptiva reciente, pero que pueden ser afectadas por los piroclastos de dispersión horizontal y, en menor proporción, por las coladas.
- Zona de peligrosidad volcánica 2 (en naranja). Son áreas en las que pueden localizarse centros emisores y, por tanto, estarán directamente afectadas por los piroclastos de dispersión horizontal.
- Zona de peligrosidad volcánica 3 (en rojo). Son áreas donde se localiza el vulcanismo más activo de la isla en los últimos 10.000 años. Se pueden producir erupciones estrombolianas y freatomagmáticas generando conos y coladas basálticas. Son las áreas más afectadas por flujos piroclásticos y coladas de lava. Cualquier tipo de erupción puede afectar dichas áreas, inclusive las de baja magnitud. La probabilidad de erupciones de magnitud baja (VEI de 1 a 3) es alta.

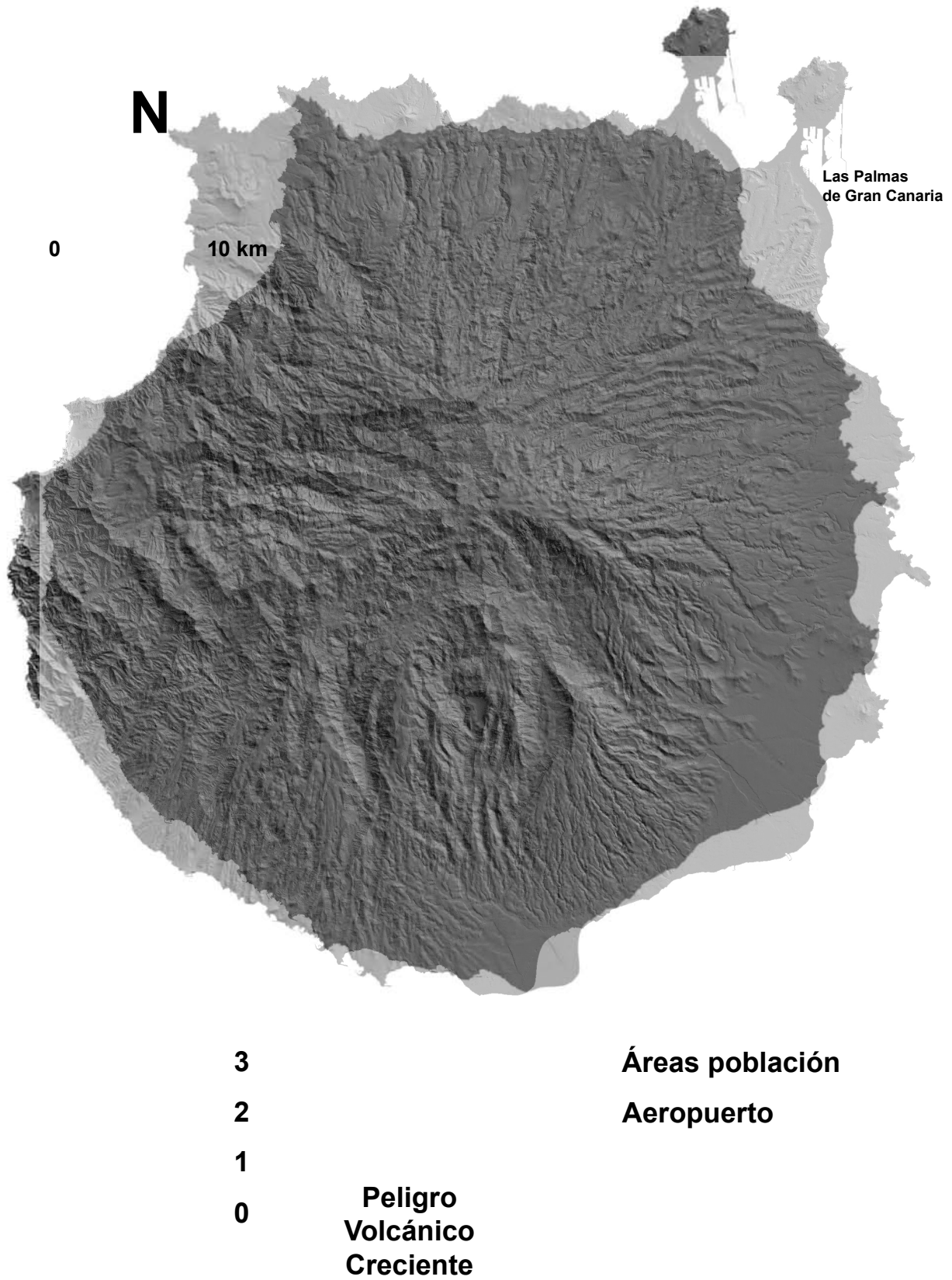


Figura 9.5: Mapa de peligrosidad volcánica de Gran Canaria.

CONCLUSIONES

- El vulcanismo holoceno de Gran Canaria durante los últimos 11.000 años consta de un total de 34 centros de emisión entre conos principales (27), conos parásitos, hornitos y fisuras, enmarcados en la mitad septentrional de la isla. El rasgo geomorfológico distintivo de las erupciones volcánicas holocenas es la posición de sus lavas a fondo de los cauces de los barrancos que apenas las inciden. Gracias a este criterio de distinción, se han cartografiado todos los centros eruptivos holocenos de Gran Canaria.
- De todos los métodos ensayados para la obtención del Modelo Digital del Terreno (MDT) a partir de la topografía digital, el método de interpolación más adecuado ha sido por Curvatura Mínima y tamaño de pixel de 5x5 m, ya que el trazado mínimo legible en un mapa a escala 1/5.000 es de 1 mm, por tanto, todo lo que se quiera representar y cuantificar menor a ese tamaño de pixel generará resultados no compatibles a la escala de trabajo. Por ello, no se consigue mayor eficacia trabajando con tamaños de pixel inferiores, a no ser que la escala cartográfica se incremente. Ello no es posible en el marco de esta Tesis Doctoral, ya que la cartografía digital con mayor detalle que se dispone es la 1/5000.
- La metodología desarrollada para los análisis morfométricos de las unidades volcánicas (cono, colada de lava y piroclastos de caída) y los aspectos estructurales han permitido determinar, junto a la información geológica, las principales características de los centros volcánicos holocenos. En este sentido, el modelado de los edificios volcánicos está influido por la presencia de barrancos y laderas muy escarpadas, fruto del estadio de rejuvenecimiento tardío en que se encuentra la isla de Gran Canaria. Colateralmente, van a estar también controlados por la orientación estructural de las fisuras alimentadoras de un magma cuya reología va a variar dependiendo de la velocidad de ascenso, la cantidad de volátiles contenidos en el magma y la viscosidad. Los condicionantes orográficos determinan que la apertura de los cráteres, en la mayoría de los casos, sea perpendicular a la dirección de la pendiente.
- Los lineamientos existentes entre los edificios volcánicos tanto en el sector NO como en el NE, guardan una estrecha relación con la elongación de los conos. No obstante, en el sector NO presentan pautas más aleatorias, influidos principalmente por la orografía del terreno (más abrupta que en sector NE).

- Desde el punto de vista de la elaboración de cualquier trabajo, en este caso en temas relacionados con la vulcanología, los Sistemas de Información Geográfica (SIG) han tomado una importancia destacada, e incluso decisiva. El uso de la tecnología SIG permite relacionar grandes volúmenes de información georeferenciada. Se pueden modelar diferentes escenarios, manejando diferentes hipótesis de una forma mucho más sencilla y visual. Se ha elaborado un SIG del vulcanismo holoceno de Gran Canaria que integra las diferentes capas de información: topografía, ortofotografía, cartografía geológica, trabajo de campo (muestreo) y de gabinete.
- La variabilidad que presentan los edificios volcánicos y las coladas de lavas respecto a su estado de degradación es indiferente al sector que pertenezcan y al ambiente climático que les afecte. Sabiendo que el 82% de los centros eruptivos emergen en zonas húmedas, en la mayoría de los casos la pérdida de volumen que se origina en los conos es principalmente debida a los efectos antropogénicos más que a los naturales, por lo que la aceleración de los procesos erosivos cambia sustancialmente la interpretación de los resultados. En cambio, en lo que respecta a las coladas de lavas, las pérdidas de volumen están afectadas en menor medida por la acción antrópica y más por los efectos naturales, la erosión hídrica principalmente, ya que discurren a fondo de barranco. Sin embargo, sigue sin existir una correlación del volumen desalojado respecto a la localización de la colada, en un ambiente húmedo o seco, en el sector NE o NO, ya que va a depender de la topografía del terreno, de la morfología de las coladas y del tipo de material (sustrato) por donde discurre la colada, desde material sedimentario hasta basaltos antiguos. Este último caso condiciona que el barranco actual esté labrado en estos materiales y que apenas la colada haya sufrido erosión. Por tanto, la pérdida de volumen apenas se aprecia. A diferencia de los conos, las coladas están más implicadas en el comportamiento de los barrancos debido a que cambian el curso del barranco original obligando a actuar en los bordes del mismo, dejando colgada la lava respecto al barranco actual.
- Se presenta como un vulcanismo disperso, mostrando más actividad eruptiva en el sector Este (24 centros de emisión) que en el Oeste (10 centros de emisión). Esta concentración de centros eruptivos parece estar condicionada por algunos fenómenos previos de grandes colapsos y deslizamientos gravitacionales. Tanto el basculamiento (*tilting*) de Gran Canaria hacia el Oeste, por el desarrollo de Tenerife, como el crecimiento de la Isleta (*underplating*) han podido ser decisivos en la evolución de la

inestabilidad del sector NE, facilitando el ascenso de magma y generando la mayor concentración de centros eruptivos.

- La distribución espacio-temporal de los centros eruptivos en los últimos 11.000 años presenta tres grupos de actividad volcánica separados por cuatro periodos de inactividad volcánica. La tendencia que presenta es que el número de centros eruptivos aumenta con la edad y a su vez los periodos de inactividad volcánica son cada vez más cortos. Si a esto se añade otro factor, como es el volumen de magma emitido por cada centro eruptivo, la tasa de magma emitido es ascendente y asociada a centros eruptivos más explosivos. Por lo tanto, la tendencia futura para el vulcanismo holoceno de Gran Canaria es, siguiendo estos condicionantes analizados cuantitativamente, que aumente el número de erupciones, sean algo más explosivas y se localicen en el sector Este.
- En relación al apartado anterior, y a partir de los parámetros morfométricos y volumétricos obtenidos, se puede caracterizar un orden de magnitud y el estilo de las posibles futuras erupciones, correspondiendo a un volcán de tipo estromboliano monogenético. En cambio, la probabilidad de una erupción freatomagmática es mucho menor que en tiempos pasados ya que los niveles freáticos en la isla actualmente son inferiores debido a la sobreexplotación de los acuíferos por parte del hombre.
- Por último, se ha elaborado un mapa de peligrosidad volcánica para la isla de Gran Canaria, donde queda de manifiesto que la zona de mayor actividad volcánica durante el Holoceno y, por tanto, de mayor volumen de material eruptado (desde un VEI 1 a 4) se corresponde con una de las zonas más pobladas en este sector NE de la isla.

CONCLUSIONS

- The Holocene volcanism of Gran Canaria, approximately for the past 11,000 years, consists of 34 centres of emission between main cones (27), parasitic cones, hornitos and fissures. This volcanism is constrained to the northern half of the island. The distinctive geomorphological feature of Holocene volcanic eruptions is the occurrence of the flow lavas in the bottom bed of the gullies or *barrancos* that practically not affect them. With this criterion of distinction, all the Holocene eruptive centres of Gran Canaria have been mapped.
- Several methods were tested to obtain a Digital Elevation Model (DEM) from the digital topography. The more appropriate interpolation method was the Minimum Curvature with a pixel size of 5x5 m. Due to the minimum readable pixel size is 1 mm in a 1/5.000 map, if we like to represent and quantify some feature lower than this pixel size the interpolation method does not generate results consistent with the scale of work. Therefore, it is unappropriated work with lower pixel sizes if the map scale does not increase. This was not possible within the framework of this Doctoral Thesis because the larger detail for the available topographic maps is 1/5000.
- The methodology developed for the morphometric analysis of the volcanic units (cone, lava flow and pyroclastic fall) and the structural features have allowed determine, together with the geological information, the main characteristics of the Holocene volcanic centres. In this way, the modelling of volcanic edifices was influenced by the presence of very steep *barrancos*, as result of the stage of late rejuvenation where is now the island of Gran Canaria. Collaterally, they were also controlled by the structural orientation of the feeder fissures of magma which rheology vary depending on rise rate, volatile content and magma viscosity. The orography determine, in most cases, the opening of the craters in a direction perpendicular to the slope.
- The lineaments between the volcanic edifices in both NW and NE sectors are closely related to the elongation of the cones. However, in the NW sector show more random trends, mainly influenced by the orography of the terrain (steeper than in the NE sector).
- From the viewpoint of the development of any work, in this case with issues related to volcanology, the Geographic Information Systems (GIS) have acquired an outstanding importance even decisive. The use of GIS

technology allows relate large volumes of georeferenced information. It might model different scenarios managing several hypotheses in a more simple and visual way. The GIS developed on the Holocene volcanism of Gran Canaria integrates several layers of information: topography, orthophotography, geological mapping, field work (sampling) and laboratory work.

- The variability of volcanic edifices and lava flows regarding their state of degradation is indifferent to the sector they belong and the climate. The 82% of the eruptive centres emerge in wet areas. However, in most cases, the loss of volume of cones is mainly due to anthropogenic effects rather than natural which accelerates the erosion and changes the interpretation of results. On the other hand, the volume losses of lava flows are less affected by human action and more by natural processes, mainly by hydric erosion, due to they are located in the bottom bed of the *barrancos*. Nevertheless, there is no relationships between the volume loss and the location of the lava flow in a wet or dry environment or in the NE or NW sectors as it depends on the topography, the morphology of the flow and the substrate material where the lava moved (basalts or ancient sedimentary material). The latter case determines that the *barranco* carved in the substrate whereas the lava practically does not undergone the effect of the erosion. Therefore, the volume loss is imperceptible. Unlike cones, the lava flows are more involved in the behaviour of the *barrancos* because modify the course of the original gully forcing the erosion to act on their edges, producing hanging lavas.
- The Holocene volcanism of Gran Canaria occurs as scattered volcanoes, showing more eruptive activity in the NE (24 centres of emission) than in the NW sector (10 centres of emission). This concentration of eruptive centres seems to be conditioned by some previous phenomena of giant gravitational landslides. Both tilting of Gran Canaria to west, by the development of Tenerife island, and growth of La Isleta (underplating) could have been decisive in the evolution of the instability of the NE sector, facilitating the rising of magma and generating higher concentration of eruptive centres.
- The spatial-temporal distribution of eruptive centres in Gran Canaria during the past 11,000 years shows three groups of volcanic eruptions separated by periods of volcanic quiescence. The number of eruptive centres decreases with age and the periods of quiescence becomes shorter. If we add another factor, as is the volume of magma emitted by each eruptive centre, it is noteworthy the rate of magma emitted increases and the volcanism is more

explosive. Therefore, the future trend for the Holocene volcanism of Gran Canaria, following these features analysed quantitatively, is the increase of the number of eruptions and the explosivity but constrained to the NE sector of the island.

- In relation to the previous conclusion and taking into account the volumetric and morphometric results obtained it can be inferred the order of magnitude and style of possible future eruptions which corresponds to a strombolian monogenetic volcano-type. In contrast, the probability of a phreatomagmatic eruption is smaller than in the past because the water table on the island is lower now due to the overexploitation of aquifers by man.
- Finally, the results obtained allowed to develop a volcanic hazard map for the island of Gran Canaria. This map evidences that the zone with larger volcanic activity during the Holocene, with higher volume of erupted material (VEI from 1 to 4), corresponds to one of the most populated areas in the NE sector of the island.

CONCLUSIONS

- Le volcanisme holocène de Gran Canaria, durant les derniers 11000 ans, compte au total 34 centres d'émission, parmi lesquels 27 cônes principaux, mais aussi des cônes parasites, des hornitos et des fissures, concentrés dans la moitié nord de l'île. La particularité géomorphologique des éruptions volcaniques holocènes est leur position intra-vallée. Ce critère distinctif a servi de base à la cartographie de tous les centres éruptifs holocènes de Gran Canaria. Parmi toutes les méthodes testées pour l'obtention d'un modèle numérique de terrain (MNT) à partir d'une topographie digitale, la méthode d'interpolation la plus appropriée est celle de la courbature minimale avec une résolution de 5 m, si bien que les plus petits détails représentés au 1/5000e mesurent 1 mm. Toute représentation inférieure à cette taille de pixel générant des résultats non compatibles avec l'échelle de travail, à moins que celle-ci ne soit augmentée. Dans le contexte de cette thèse de Doctorat, la cartographie digitale disponible imposait comme échelle maximum le 1/5000e.
- La méthodologie développée pour l'analyse morphométrique et structurale des formations volcaniques (cônes, coulées de lave, retombées pyroclastiques) a permis de déterminer, outre les aspects géologiques, les principales caractéristiques des centres volcaniques holocènes. Ainsi, le modelé des édifices volcaniques est contraint par la présence de barrancos aux parois escarpées, rajeunis par les phases de régénérescence volcanique propres à Gran Canaria. Ces édifices volcaniques sont aussi contrôlés par l'orientation structurale des fissures d'alimentation, la rhéologie des magmas variant en fonction de leur vitesse d'ascension, de la quantité de volatils contenus et de la viscosité. Le contexte topographique fait que l'ouverture des cratères est, dans la majorité des cas, perpendiculaire à la pente.
- Les linéaments observés entre les édifices volcaniques, aussi bien dans le secteur nord-ouest qu'au sud-est, conserve une relation étroite avec l'élongation des cônes. Cependant, le contexte orographique plus pentu du secteur nord-ouest impose des tendances plus aléatoires.
- En matière d'analyse spatiale et ici plus particulièrement dans le domaine de la volcanologie, les Systèmes d'Information Géographique (SIG) ont acquis une importante capitale, voire décisive. L'usage de l'outil SIG permet de mettre en relation un volume important de données géoréférencées.

Différents scénarios peuvent ainsi être testés, simulés à travers différents hypothèses de travail et ce de manière beaucoup plus simple et visuelle qu'auparavant. Nous avons élaboré un SIG du volcanisme holocène de Gran Canaria, intégrant les couches d'information suivantes : topographie, orthophotos, cartographie géologique, données acquises sur le terrain (échantillons) et en laboratoire.

- La diversité de l'état de conservation des édifices volcaniques et des coulées de lave associées diffère d'un secteur à l'autre et en fonction du contexte climatique local. Bien que 82 % des centres éruptifs soient situés en zone humide, leur érosion est bien souvent davantage d'origine anthropique que naturelle. L'accélération des processus érosifs vient alors perturbé l'interprétation des résultats. Par contre, en ce qui concerne les coulées de lave, les pertes de volume sont principalement dues aux agents morphogéniques naturels, surtout hydriques en position intra-vallée. Cependant, il n'existe apparemment aucune relation directe entre les volumes érodés et l'exposition des coulées aux agents climatiques, d'un versant humide à un versant sec, du secteur nord-est au secteur nord-ouest. D'autres paramètres tels que la topographie, la morphologie initiale des coulées et la nature du substratum (matériel sédimentaire ou anciens basaltes) semblent plus prépondérants. Dans certains cas, les effets de l'érosion se font à peine sentir et le volume perdu est imperceptible. A la différence des cônes, les coulées sont plus impliquées dans la dynamique et la morphologie du barranco, suivant la façon dont elles perturbent l'écoulement et sont ainsi ré-entaillées.
- Le volcanisme holocène de Gran Canaria apparaît relativement dispersé, avec une concentration de l'activité dans le secteur Est (24 centres éruptifs contre 10 à l'Ouest). Cette répartition semble conditionnée par de grands épisodes d'instabilité gravitaires. Aussi bien le basculement de Gran Canaria vers l'Ouest (du au poids imposé par l'île de Tenerife sur la lithosphère océanique), que la croissance de la Isleta au nord-est (avec underplating magmatique), ont du être décisifs dans l'évolution et l'instabilité du secteur nord-est, facilitant l'ascension magmatique et expliquant la concentration des centres éruptifs holocènes.
- La répartition spatio-temporelle des centres éruptifs durant les derniers 11000 ans présente trois groupes séparés par quatre périodes d'inactivité. Il semblerait que le nombre de centres éruptifs augmente avec le temps, et que les périodes d'inactivité se raccourcissent. De plus, les taux de magmas

produits sont croissants et associés à des dynamismes plus explosifs. C'est pourquoi la tendance future, suivant ces paramètres quantitatifs, irait vers une augmentation du nombre d'éruption, celles-ci étant plus explosives et situées dans le secteur Est.

- En relation avec les conclusions précédentes et à partir des critères morphométriques et volumétriques obtenus, nous sommes en mesure de préciser l'ordre de magnitude et la nature des futures éruptions, correspondant au style strombolien monogénétique. La probabilité d'une éruption phréatomagmatique va en s'amenuisant du fait de l'abaissement des nappes phéatiques surexploitées.
- Finalement, nous avons élaboré une carte de l'aléa volcanique de l'île de Gran Canaria. Ce document met en évidence la coïncidence des zones les plus exposées (VEI 1 à 4) avec de fortes densités démographiques et d'activités économiques du nord-est de l'île.

BIBLIOGRAFÍA

- Alberto Barroso, V. y Hansen, A. (2003): Actividad volcánica y ocupación prehistórica: las cuevas de los Canarios (Bandama, Gran Canaria). *El Museo Canario*, LVIII, 9-34.
- Ancochea, E., Barrera, J.L., Bellido, F., Benito, R., Brändle, J.L., Cebriá, J.M., Coello, J., Cubas, C.R., De La Nuez, J., Doblas, M., Gómez, J.A., Hernán, F., Herrera, R., Huertas, M.J., López Ruiz, J., Martí, J., Muñoz, M. y Sagredo, J. (2004): Canarias y el vulcanismo neógeno peninsular. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.). Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y Sociedad Geológica de España (SGE), Madrid, 637-682.
- Anderson, D.L. (2000): The thermal state of the upper mantle; no role for mantle plumes. *Geophysical Research Letters*, 27: 3623-3626.
- Anderson, D.L. (2001): Top-down tectonics. *Science*, 293: 2016-2018.
- Anderson, D.L. (2003): Look again. *Astronomy & Geophysics*, 44: 1.10-1.11.
- Anderson, D.L. (2004): Simple scaling relations in geodynamics: the role of pressure in mantle convection and plume formation. *Chinese Science Bulletin*, 49: 2017-2021.
- Anguita, F. y Hernán, F. (1975): A propagating fracture model versus a hotspot origin for the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 27: 11-19.
- Anguita, F., y Hernan, F. (1986): Geochronology of some Canarian dike swarms: contribution to the volcano-tectonic evolution of the archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 30:155-162.
- Anguita, F. y Hernán, F. (2000): The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4): 1-26.
- Antenucci, J. C., Brown, K., Crosswell, P. y Kevany (1991): *Geographic Information Systems. A guide to the technology*. Van Nostrand Reinhold, New York, 301 p.
- Anthony Ralston, Edwin D. Reilly y David Hemmendinger (eds.) (1976): *Enciclopedia of Computer Sciences*. Nature Publishing Group, 2034 p.
- Araña, V. y Ortiz, R. (1986): Marco geodinámico del vulcanismo canario. *Anales de Física*, Serie B, volumen especial 82: 202-231.

- Araña, V. y Ortiz, R. (1991): The Canary Islands: tectonics, magmatism and geodynamic framework. En: *Magmatism in extensional structural settings* (A.B. Kampunzu y R.T. Lubala, eds.). Springer-Verlag, Berlin, 209-249.
- Aronoff, S. (1989): *Geographic Information Systems: A Management Perspective*. WDL Publications. Ottawa, Ontario, Canada, 294 p.
- Aulinas Juncà, M. (2008): *The Plio-Quaternary volcanism (4 Ma to Recent) in Gran Canaria (Canary Island, Spain). Mantle sources and magma evolution*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 404 p.
- Alberto-Barroso, V. y Hansen A. (2008): Los primeros canarios. En: *El gran volcán. La caldera y el Pico de Bandama* (A. Hansen-Machín y C. Moreno-Medina, eds.), Cabildo de Gran Canaria (Consejería de Medio Ambiente), 193-216.
- Balcells, R. y Barrera, J.L. (1990a): *Mapa geológico de España 1:25.000, hoja nº 1109-I (Santa Brígida)*. IGME, Madrid.
- Balcells, R. y Barrera, J.L. (1990b): *Mapa geológico de España 1:25.000, hoja nº 1109-II (Telde)*. IGME, Madrid.
- Balcells, R., Barrera, J.L. y Gómez, J.A. (1990a): *Mapa geológico de España 1:25.000, hoja nº 1009-IV (Teror)*. IGME, Madrid.
- Balcells, R., Barrera, J.L. y Gómez, J.A. (1990b): *Mapa geológico de España 1:25.000, hoja nº 1100-I-II (Agaete)*. IGME, Madrid.
- Baldi, P., Fabris, M., Marsella, M., Monticelli, R. y Achilli, V. (2006): Application of digital terrain model to volcanology. *Annals of Geophysics*, 49(4-5):1059-1066.
- Balcells, R., Barrera, J.L. y Gómez, J.A. (1992): *Mapa Geológico de España 1:100.000, hoja nº 21-21/21-22 (Gran Canaria)*. IGME. Madrid.
- Bard, E., Stuiver, M. y Shackleton, N. (1993): How accurate are our chronologies of the Past?. En: *Global Changes in the Perspective of the Past* (J.A. Eddy y H. Oeschger, eds.), John Wiley & Sons, New York, 109-120.
- Bardají, T., Goy, J.L. y Zazo, C. (2000): El límite Plio-Pleistoceno: un debate todavía abierto. *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 14 (1-2): 77-92.
- Barrera, J.L. y Gómez, J.A. (1990a): *Mapa geológico de España 1:25.000, hoja nº 1108-I (Vecindad de Enfrente)*. IGME. Madrid.

- Barrera, J.L. y Gómez, J.A. (1990b): *Mapa geológico de España 1:25.000, hoja nº 1109-III (San Bartolomé de Tirajana)*. IGME. Madrid.
- Barnes, J. (1995): *Basic Geological Mapping*. J. Wiley & Sons, New York, 133 p.
- Baski, A.K. (2004): <http://www.mantleplumes.org/ArAr.html>.
- Benítez Padilla, S. (1963): *Una breve excursión por Gran Canaria*. El Museo Canario, Las Palmas, 49 p.
- Blackburn, E.A., Sparks, R.S.J. (1976): Mechanism and dynamics of Strombolian activity. *Journal of the Geological Society of London*, 132, 429-440.
- Blong, R.J. (1984): *Volcanic hazards; a sourcebook on the effects of eruptions: Orlando*. Florida, Academic Press, 424 p.
- Bogaard, P., Schmincke, H.U. y Freundt, A. (1988): Eruption ages and magma supply rates during the Miocene evolution of Gran Canaria. *Naturwissenschaften*, 75: 616-617.
- Bogaard, P. y Schmincke, H.U (1998). En: Proc. ODP, Sci. Results, 157 (P.P.E. Weaver, H.U. Schmincke, J.V. Firth y W. Duffield, Eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program), 127-140 pp.
- Borelli, I.A. (1670): *Historia et meteorologia incendii Ætnae anni 1669*. Academia Pisana, Officina Dominici Ferri, 124 p.
- Bosque Sendra, J. (1997). *Sistemas de Información Geográfica*. Ed. Rialp, Madrid, 451 p.
- Boucart, J. y Jeremine, E. (1937): La Grande Canarie. Etude géologique et lithologique. *Bulletin of Volcanology*, 2: 3-77.
- Boydell, R.L. y Ruston, H. (1963): Hybrid Techniques for Realtime Radar Simulation. En: *Proceedings 1963 Fall Joint Computer Conference*, 445-458.
- Bracken, I. y Webster, C. (1990): *Information Technology in Geography and Planning, Including Principles of GIS*. Routledge, London and New York, 444 p.
- Branca, S. y Del Carlo, P. (2005): Types of eruptions of Etna volcano AD 1670-2003: implications for short-term eruptive behaviour. *Bulletin of Volcanology* 67(8):732-742.

- Briggs, I.C. (1974): Machine Contouring Using Minimum Curvature. *Geophysics* 39(1): 39-48.
- Bueno Sánchez, J. (2003): *Interacción y visualización, utilizando herramientas comerciales para el desarrollo de un SIG volcánico*. Tesis Doctoral, Universidad de las Américas-Puebla (México), 96 p.
- Burrough, P. A. (1986): *Principles of geographical information systems for land resources assessment*. Oxford University Press, Oxford, 193 p.
- Cabrera Santana, M.C., Pérez Torrado, F.J., Antón Gil, A. y Muñoz Sanz, F. (2006): *Volcanología de los Azulejos y su relación con las aguas subterráneas del Valle de La Aldea (Gran Canaria)*. Cabildo de Gran Canaria, 153 p.
- Campbell, I.H. (2001): Identification of ancient mantle plumes. En: *Mantle plumes: their identification through time* (R.E. Ernst, ed.), Geological Society of America, Special publication, 352: 5-22.
- Campbell, I.H. (2007): Testing the plume theory. *Chemical Geology*, 241: 153-176.
- Cande, S.C. y Kent, D.V. (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B4): 6093-6095.
- Carracedo, J.C (1984): El relieve volcánico. En: *Geografía de Canarias. Geografía Física (Tomo I)*, Ed. Interinsular Canaria, Santa Cruz de Tenerife, 65-104.
- Carracedo ,J.C. (1994): The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60: 225-241.
- Carracedo, J.C. (1996): Morphological and structural evolution of the western Canary Islands: Hotspot-induced three-armed rifts or regional tectonic trends? Reply. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 72 (1-2): 151-162.
- Carracedo, J.C. (1999): Growths, structure , instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisions with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94: 1-19.
- Carracedo, J.C. (2006a): Claves para la Interpretación de las Formas volcánicas del complejo del Teide y las Dorsales. En: *El Volcán Teide* (J.C. Carracedo, ed.), Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias, 73-116.

- Carracedo, J.C. (2006b): El volcanismo histórico de Tenerife. En: *El Volcán Teide* (J.C. Carracedo, ed.), Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias, 263-277.
- Carracedo, J. C. (2008): *Los volcanes de las Islas Canarias. Tomo IV: La Palma, La Gomera y El Hierro*. Ed. RUEDA, Madrid, 313 p.
- Carracedo, J.C. y Tilling, R.I. (2003): *Geología y volcanología de islas volcánicas oceánicas (Canarias-Hawaii)*. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias, 73 p.
- Carracedo, J.C. y Pérez-Torrado, F.J. (2006): Marco Geológico del Complejo Volcánico del Teide. En: *El Volcán Teide* (J.C. Carracedo, ed.), Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias, 11-19.
- Carracedo, J.C, Day, S., Guillou, H., Rodriguez Badiola, E., Canas, J.A. y Pérez Torrado, F.J. (1998). Hotspot volcanism close to a passive continental margin: the Canary Islands. *Geological Magazine*, 135(5): 591-604.
- Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas.,C.R., Casillas, R. y Rodriguez Badiola, E., (2002): Cenozoic volcanism: II. The Canary Islands. En: *The Geology of Spain* (F.A.W. Gibbons y T. Moreno, eds.). Geological Society of London, 438-472.
- Carracedo, J. C., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Rodríguez Badiola, E., Paris, R., Pérez Torrado, F. J. y Hansen Machín A. (2004): Análisis del riesgo volcánico asociado al flujo de lavas en Tenerife (Islas Canarias): escenarios previsibles para una futura erupción en la isla. *Estudios Geológicos*, 60(3-6): 63-93.
- Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F.J., Rodríguez Badiola, E., Hansen Machín, A., Paris, R., Guillou, H. y Scaillet, S. (2005): Análisis de los riesgos geológicos en el archipiélago Canario: origen, características, probabilidades y tratamiento. *Anuario de Estudios Atlánticos*, 51: 513-574.
- Carracedo, J. C., Rodríguez-Badiola, E. R., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Torrado, F. J. P., Paris, R., Fra-Paleo, U. y Hansen, A. (2007a). Eruptive and structural history of Teide Volcano and rift zones of Tenerife, Canary Islands. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10): 1027-1051.
- Carracedo, J.C., Rodriguez Badiola, E., Pérez Torrado, F.J., Hansen, A., Rodríguez González, A., Scaillet, S., Guillou, H., Paterne, M., Fra Paleo, U. y Paris, R.

- (2007b). La erupción que Cristóbal Colón vio en la isla de Tenerife (Islas Canarias). *Geogaceta*, 41: 39-42.
- Carracedo, J.C., Pérez Torrado, F.J. y Rodríguez Badiola, E. (2008): Canarias: islas volcánicas intraplaca. En: *Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias. Gran Canaria* (F.J. Pérez Torrado y M.C. Cabrera, eds.). Sociedad Geológica de España, Geo-Guías, 4, 5 y 6, 11-25.
- Carter, J. R. (1989): On defining the geographic information system. En: *Fundamentals of geographic information systems: a compendium* (W.J. Ripple, ed.), Falls Church Virginia, ASPRS/ACSM, 3-7.
- Cebrián de Miguel, J.A. y Mark, D. (1986a): Modelos topográficos digitales en Método cuantitativos en Geografía: enseñanza, investigación y planeamiento. *Asociación de Geógrafos Españoles (AGE)*, 292-334.
- Cecili, A., Cinnirella, A., Giordano, G. y Lisi, A. (2002): 3D GIS multimedia systems for landscale volcanic evolution: Colli Albani volcano. Rome Italy. En: Cities on volcano 3 Hilo, Hawai'i July 14 – 18, 2003.
- Chapell, J. y Shackleton, N. (1986): Oxygen isotope and sea level. *Nature*, 324: 137-140.
- Chorley, R. (1987): *Handling Geographic Information. Report of the Committee of Enquiry chaired by Lord Chorley*. Londres, Her Majesty's Stationery Office, 208 p.
- Clague, D.A. y Dalrymple, G.B (1989): Tectonics, geochronology and origin of the Hawaiian-Emperor volcanic chain. En: *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii* (E.L. Winterer, D.M. Hussong y R.W. Decker, eds.). Geology of North America, Geological Society of America, 188-217.
- Clark, S.C.L. (1988): *Evolution of a multicyclic caldera system and magma chamber: the Tejeda Caldera, Gran Canaria, Spain*. PhD Thesis, Princeton University, New Jersey (Estados Unidos), 325 p.
- Clarke, K. C. (1986): Advances in geographic information systems. *Computers, Environment and Urban Systems*, 10: 175-184.
- Coello Bravo, J.J. y Coello Bravo, F.J. (1999): El Arco del Andén Verde, un gran deslizamiento gravitacional en la costa noroeste de Gran Canaria (Islas Canarias), *Geogaceta*, 25: 67-70.

- Colman, S.M. (1986): Levels of time information in weathering measurements, with examples from weathering rinds or volcanic clasts in the western United States. En: *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals* (S.M. Colman y D.P. Dethier, eds.). Academic Press, New York, 379-393.
- Comas, D. y Ruiz, E. (1993): *Fundamentos de los Sistemas de Información Geográfica*. Ariel geografía, Ed. Ariel, Barcelona, 295 p.
- Condie, K.C. (2001): *Mantle Plumes and their record in Earth History*. Cambridge University Press, London, 305 p.
- Corazzato, C. y Tibaldi, A. (2006): Fracture control on type, morphology and distribution of parasitic volcanic cones: An example from Mt. Etna, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1-2): 177-194.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J. (2003): Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and planetary Science Letters*, 205: 295-308.
- Cowen, D. J. (1988): GIS versus CAD versus DBMS: What are the differences?. *Photogrammetric Engineering and remote sensihn*, 54(11): 1551-1555.
- Craig, H. (1954): Carbon-13 in plants and the relationship between carbon-13 and carbon-14 variations in nature. *Journal of Geology*, 62: 115-149.
- Crandell, D.R., Booth, B., Kuzumadinata, K., Shimosuru, D.D., Walker, G.P.L. y Westercamp, D. (1984): *Source-book for volcanic zonation: Paris, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO)*. Natural Hazards Series, 97 p.
- Custodio, E. y Cabrera, M.C. (2008): Síntesis de la hidrogeología de las Islas Canarias, *Geotemas*, 10: 785-788.
- Davidson, J. y De Silva, S. (2000): Composite volcanoes. *Academic Press, San Diego*, 663-681.
- Davies, G.F. (2005): A case for mantle plumes. *Chinese Science Bulletin* 50(15): 1541-1554.
- DeMers, M.N. (2001): *GIS modeling in raster*. Wiley, West Sussex, 208 p.
- Department of the Environment (1987): *Handling geographic information*. Londres, Her Majesty's Stationery Office (HMSO).

- Desnoyers, J. (1829): Observations sur un ensemble de dépôts marins plus récents que le terrain tertiaire du bassin de la Seine, et pouvant constituer une formation géologique distincte; précédée d'un aperçu sur la non simultanéeité des bassins tertiaires. *Annales Des Sciences Naturelles*, 16: 171-214.
- Donoghue, E., Valentin Troll, R., Harris, C., O'Halloran, A., Walter Thomas, R. and Pérez Torrado, F.J. (2008): Low-temperature hydrothermal alteration of intra-caldera tuffs, Miocene Tejeda caldera, Gran Canaria, Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176: 551-564.
- Doyle, F.J (1978): Digital Terrain Models: An Overview. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 44(12): 1481-1485.
- Dueker, K. J. (1979): Land Resource Information Systems: A review of fifteen years experience. *Geoprocessing*, 1, 105-128 pp.
- Dueker, K. J. (1987): Geographic information systems and computer-aided mapping. *Journal of the American Planning Association*, 53: 383-390.
- Duncan, R.A. y Richards, M.A. (1991): Hotspots, mantle plumes, flood basalts and true polar wander. *Reviews in Geophysics*, 29: 31-50.
- Dvorak, J.J. y Dzurisin, D. (1993): Variations in magma supply rate at Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 98(255): 255-268.
- ESRI (1997): *Arcview GIS 3.1*. Environmental Systems Research Institute, Inc. Nueva York.
- ESRI (2000): Environmental Systems Research Institute, Inc. About GIS. Nueva York.
- EUROSTAT (2001): *Manual of concepts on land cover and land use information systems*. European Communities, Luxembourg, 106 p.
- Favalli, M., Innocenti, F., Pareschi, M.T., Pasquare, G., Mazzarini, F., Branca, S., Cavarra, L. y Tibaldi, A. (1999): The DEM of Mt. Etna: geomorphological and structural implications. *Geodinamica Acta*, 12(5): 279-290.
- Feraud, G., Schmincke H.U., Lietz, J., Gastaud, J., Pritchard, R.G. y Bleil U. (1981): New K/Ar ages, chemical analyses and magnetic data of rocks from the islands of Santa María (Azores), Porto Santo and Madeira (Madeira Archipiélago) and Gran Canaria (Canary Islands). *Bulletin of Volcanology*, 44(3): 359-375.

- Ferrari, L. y Tibaldi, A. (1991): I coni avventizi dell'Etna: influenza della geometria delle discontinuità sulla crescita degli apparati vulcanici. *Resoconti Conv. Soc. Geol. It., Giornate in Memoria di Leo Ogniben*. Naxos, Italia, 212-213.
- Fisher, P.E. y Tate, N.J. (2006): Causes and consequences of error in digital elevation models. *Progress in Physical Geography*, 30(4):467-489.
- Fitton y James (1986): Basic volcanism associated with intraplate linear features. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Mathematical and Physical Sciences, Series A*, 317: 253-266.
- Foulger, G.R. (2004): [http://www.mantleplumes.org/DefinitionOfAPlume Oral.html](http://www.mantleplumes.org/DefinitionOfAPlume%20Oral.html).
- Foulger, G.R. (2005): Mantle plumes: Why the current skepticism?. *Chinese Science Bulletin*, 50(15): 1555-1560.
- Foulger, G.R., Vinnik, L.P., Du, Z. (2004): The mantle potential temperature anomaly beneath Iceland is insufficient for a thermal plume. En: *EOS Transactions. AGU, Fall Meet. Suppl.* Abstract, 85(47): V51B-0569.
- Fournier d'Albe, E.M. (1979): Objectives of volcanic monitoring and prediction. *Journal of the Geological Society of London*, 136: 321-326.
- Fra-Paleo, U. y Trusdell, F. (2000): La modelización de los flujos volcánicos para la evaluación de riesgos y la planificación espacial en Hawai'i. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles*, 30: 181-192.
- Freundt, A. y Schmincke, H.U. (1992): Mixing of rhyolite, trachyte and basalt magma erupted from a vertically and laterally zoned reservoir, composite flow P1, Gran Canaria. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 112: 1-19.
- Fúster, J.M.; Hernández Pacheco, A.; Muñoz, M.; Rodríguez Badiola, E. y García Cacho, L. (1968): *Geología y volcanología de las Islas Canarias*. Gran Canaria. Ed. Instituto Lucas Mallada (CSIC), Madrid, 243 p.
- Gabaldón, V., Cabrera, M.C. y Cueto, L.A. (1989): Formación detrítica de Las Palmas: Sus facies y evolución sedimentológica. En: *ESF Meeting on Canarian volcanism*. Abstracts, 210-215.
- García Cacho, L., Díez-Gil, J.L. y Araña, V. (1994): A large volcanic debris avalanche in the Pliocene Roque Nublo Stratovolcano, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63: 217-229.

- Gass, I.G., Thorpe, R.S., Chapman, D.S. y Pollack, H.N (1978): Geological and Geophysical parameters of mid-plate volcanism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 228: 581-597.
- Gómez-Fernández, F. (1995): Los sistemas de información geográfica (GIS) en la evaluación del riesgo volcánico. En: *Riesgo Volcánico* (R. Ortiz, ed.), Cabildo de Lanzarote, Serie Casa de los Volcanes, 5: 123-153.
- Gómez-Fernández, F. (1998): Development of a volcanic risk assessment. Information System for the prevention and management of volcanic crisis; stating the fundamentals. En: *GIS Technologies and Their Environmental Applications: Southampton* (C.A. Brebbia y P. Pascolo, eds.), Computational Mechanics Publications, 111-120.
- Gómez-Fernández, F. (2000): Contribution of geographical information systems to the management of volcanic crisis. *Natural Hazards*, 21: 347-360.
- González y Gutiérrez Palacios, J. (1910): Algunos datos geológicos de Gran Canaria. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 10: 398-408.
- Goodchild, M.F. (1985): Geographic information systems in undergraduate geography: a contemporary dilemma. *Operational Geographer*, 8: 34-38.
- GRAFCAN (1996): *Cartografía digital oficial de Gran Canaria. Escala 1/5000*. Empresa Cartográfica de Gran Canaria, S.A. Gobierno de Canarias, España.
- Griffiths, J.C. (1967): *Scientific Method in the Analysis of Sediments*. McGraw-Hill, New York, 508 p.
- Griffiths, R.W. y Campbell, I.H (1990): Stirring and structure in mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 99: 66-78.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S. y Jouzel, J. (1993): Comparison of Oxygen Isotope Records from the GISP2 and GRIP Greenland ice Cores. *Nature*, 366: 552-554.
- Guillou, H., Pérez-Torrado, F.J., Hansen-Machin, A.R., Carracedo, J.C. y Gimeno, D. (2004): The Plio-Quaternary volcanic evolution of Gran Canaria based on new K-Ar ages and magnetostratigraphy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135: 221-246.
- Gutiérrez Puebla, J. y Gould, M. (1994): *SIG: Sistemas de Información Geográfica*. Ed. Síntesis, Madrid, 251 p.

- Hansen Machín, A. (1987): *Los volcanes recientes de Gran Canaria*. Ed. Cabildo Insular de Gran Canaria, 151 p.
- Hansen Machín, A.R. y Pérez Torrado, F.J. (2008a): Observando las Rocas. En: *El Gran Volcán. La Caldera y El Pico de Bandama* (A.R. Hansen Machín y C.J. Moreno Medina, eds.). Cabildo de Gran Canaria, 69-88.
- Hansen Machín, A.R., Pérez Torrado, F.J., Benjumea Fleitas, A. y Rodríguez González, A. (2008b): Una Erupción Violenta. En: *El Gran Volcán. La Caldera y El Pico de Bandama* (A.R. Hansen Machín y C.J. Moreno Medina, eds.). Cabildo de Gran Canaria, 37-68.
- Hansen Machín, A. (2009): *Volcanología y Geomorfología de la etapa de rejuvenecimiento Plio-Pleistocena de Gran Canaria (Islas Canarias)*. Tesis Doctoral, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, 384 p.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I.S.E. (1985): The cinder cones of Michoacan–Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25: 104-124.
- Harris, A.J.L. y Rowland, S.K. (2001): FLOWGO: a kinematic thermo-rheological model for lava flowing in a channel. *Bulletin of Volcanology* 63(1): 20-44.
- Harris, A.J.L., Flynn, L.P., Matias, O., Rose, W.I. y Cornejo, J. (2004): The evolution of an active silicic lava flow field: an ETM+ perspective. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135(1-2): 147-168.
- Harris, A.J.L., Dehn, J. y Calvari, S. (2007a): Lava effusion rate definition and measurement: a review. *Bulletin of Volcanology*, 70(1): 1-22.
- Harris, A.J.L., Favalli, M., Mazzarini, F. y Pareschi, M.T. (2007b): Best-fit results from application of a thermo-rheological model for channelized lava flow to high spatial resolution morphological data. *Geophysical Research Letters*, 34(1): L01301, doi:10.1029/2006GL028126.
- Hausen, H. (1962): New contributions to the geology of Gran Canary (Gran Canaria, Canary Islands). *Societas Scientiarum Fennica. Commentationes Physico-Mathematicae*, 27(1): 1-418.
- Hawkeswoth, C. y Scherstén, A. (2007): Mantle Plumes Geochemistry. *Chemical Geology*, 241: 319-331.

- Healy, R. G. (1990): Database management systems. En: *Geographical Information Systems: Principles and Applications* (D.J. Maguire, M. Goodchild y D. Rhind, eds.), London, 1: 251-267.
- Hernán, F. (1976): Estudio petrológico y estructural del complejo traquítico-sienítico de Gran Canaria. *Estudios Geológicos*, 32: 279-324.
- Hernán, F. y Vélez, R. (1980): El sistema de diques cónicos de Gran Canaria y la estimación estadística de sus características. *Estudios Geológicos*, 36: 65-73.
- Hernández-Pacheco, A. e Ibarrola, E. (1973): Geochemical variation trenes between the different Canary Islands in relation to their geological position. *Lithos*, 6: 389-402.
- Hernández-Pacheco, A. (1987): El vulcanismo histórico del Archipiélago Canario: pautas temporales, espaciales, estructurales y petrológico-geoquímicas. En: *V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Actas*, 2367-2393.
- Hewlett Packard (1993): *Spatial data processing with computer systems: Introduction to the Way Geo-information Systems Work*. Hewlett Packard, 86 p.
- Hezberg C. (2004): How many hotspots are on present day Earth, and are all plumes hot? En: *EOS Transactions. AGU, Fall Meet. Suppl. Abstract*, 85: V43G-04.
- Hilgen, F.J. (1991): Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 226-244.
- Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F. (1976): *An outline of structural geology*. New York, Wiley, 571 p.
- Hoernle, K.A, Tilton, G. y Schmincke, H.U (1991): Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 106: 44-63.
- Hoernle, K.A. y Schmincke, H.U (1993a): The petrology of tholeiites throughmelilite nephelinites on Gran Canaria, Canary Islands: crystal fractionation, accumulation, and depths of melting. *Journal of Petrology*, 34: 573-597.
- Hoernle, K.A. y Schmincke, H.U (1993b): The role of partial melting in the 15 Ma geochemical evolution of Gran Canaria: A Blob model for the Canary Hotspot. *Journal of Petrology*, 34: 599-626.

- Hoernle, K., Zhang, Y.S. y Schmincke, H.U. (1995): Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, 374: 34-39.
- Hoernle, K.A. y Carracedo, J.C. (2009): The geology of the Canary Islands. En: *Encyclopedia of Islands* (R. Gillespie y D. Clague, eds). University of California Press, 1008 p.
- Holcomb, R.T. (1987): Eruptive history and long-term behavior of Kilauea Volcano. *United States Geological Survey Professional Paper*, 1350: 261-350.
- Holik, J., Rabinowitz, P.D., y Austin, J.A., (1991): Effects of Canary hotspot volcanism on structure of oceanic crust of Morocco. *Journal of Geophysical Research*, 96: 12039-12067.
- Hooper, D.M. y Sheridan, M.F. (1998): Computer-simulation models of scoria cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 83(3-4): 241-267.
- Houghton, B.F., Wilson, C.J.N. y Smith, I.E.M. (1999): Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: a case study from New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91(1): 97-120.
- Hulme, G. (1974): Interpretation of Lava Flow Morphology. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 39(2): 361-383.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., Mc Intyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. y Shackleton, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. En: *Milankovitch and Climate* (A. Berger, J. Imbrie, G. Kukla y B. Salyzman, eds.). NATO ASI Series, Crete-Hellas, part I: 269-305.
- Inbar, M. y Risso, C. (2001): A morphological and morphometric analysis of a high density cinder cone volcanic field - Payun Matru, south-central Andes, Argentina. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 45(3): 321-343.
- Karátson, D. (1996): Rates and factors of stratovolcano degradation in a continental climate: a complex morphometric analysis for nineteen Neogene/Quaternary crater remnants in the Carpathians. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73: 65-78.

- Kerle, N. (2002): Volume estimation of the 1998 flank collapse at Casita volcano, Nicaragua: A comparison of photogrammetric and conventional techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27(7): 759-772.
- Kilburn, R.J. (2000): Lava flows and flow fields. *Academic Press, San Diego*, 291-305.
- Krastel, S. y Schmincke, H.U. (2002): Crustal structure of northern Gran Canaria, Canary Islands, deduced from active seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(1-2): 153-177.
- Krumbein, W.C. y Graybill, F.A. (1965): *An Introduction to Statistical Models in Geology*. McGraw-Hill, New York, 475 p.
- Lal, D. y Peters, B. (1967): Cosmic ray produced radioactivity on the Earth. En: *Handbunch der Physik 46* (S. Flugge, ed.), Springer-Verlag, Berlín, 551-562.
- Latter, J.H. (1989): *Volcanic Hazard; Assessment and Monitoring*. Springer Verlag, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI), Proceedings in Volcanology, 1: 625 p.
- Lerman, J.C., Mook, W.G. y Vogel, J.C. (1970): ¹⁴C in tree rings from different localities. En: *Radiocarbon Variations and Absolute Chronology* (I.U. Olsson, ed.). New York, Wiley-Interscience, 275-299.
- Lietz, J. y Schmincke, H.U. (1975): Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K-Ar ages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 18: 213-239.
- Lingenfelter, R.E. (1963): Production of carbon-14 by cosmic-ray neutrons. *Reviews of Geophysics*, 1: 35-55.
- Lomoschitz, A. y Corominas, J. (1992): Cronología relativa de los deslizamientos de la depresión de Tirajana (Isla de Gran Canaria). En: *II Reunión Nacional de Geomorfología* (F. López Bermúdez, C. Conesa y M.A. Romero, eds.). Actas, 2: 55-463.
- López-Blanco, J. (2005): *Sistemas de información geográfica en estudios de geomorfología ambiental y recursos naturales*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras, Serie Seminarios, 187 p.

- Lourens, L.J. y Hilgen, F.J. (1997): Long-Period variations in the earth's obliquity and their relation to third order eustatic cycles and late Neogene glaciations. *Quaternary International*, 40: 43-52.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Antonarakou, A., Van Hoof, A.A.M., Vernaud-Grazzini, C. y Zachariase, W.J. (1996): Evaluation of the Pliocene to early Pleistocene astronomical time scale. *Paleoceanography*, 11: 391-413.
- Lyell, C. (1839): Mémoire sur les dépôts tertiaires connus sous le nom de crag dans le comté de Norfolk et de Suffolk. *Annals and Magazine of Natural History (N.S.)*, 3: 313.
- Macau, F. (1960): Contribución al estudio del Cuaternario de Gran Canaria. *Anuario de Estudios Atlánticos*, 6: 117-132.
- MacDonald, G.A. y Katsura, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journal of Petrology*, 5: 82-133.
- Malamud, B.D. y Turcotte D.L. (1999): How mantle plumes are there?. *Earth and Planetary Science Letters*, 174: 113-124.
- Mangan, M.T. y Cashman, K.V. (1996): The structure of basaltic scoria and reticulite and inferences for vesiculation, foam formation, and fragmentation in lava fountains. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 73(1-2): 1-18.
- Mangas, J., Perez-Torrado, F. J., Gimeno, D., Hansen, A., Paterne, M. y Guillou, H. (2002): Caracterización de los materiales volcánicos asociados a las erupciones holocenas de la Caldera de pinos de Gáldar y edificios volcánicos adyacentes (Gran Canaria). *Geogaceta*, 32: 47-49.
- Marzol, M.V. (2000): El Clima de Canarias. En: *Gran Atlas Temático de Canarias* (G. Morales Matos y R. Pérez González, eds.). Ed. Interinsular, Santa Cruz de Tenerife, 87-105.
- Matínez del Olmo, W. y Buitrago Borrás, J. (2002): Sedimentación y volcanismo al este de las islas de Fuerteventura y Lanzarote (Surco de Fúster Casas). *Geogaceta*, 32: 51-54.
- Mattera, M., Martin-Duque, J. F., Pedraza, J., Sanz, M A., Carrasco, R. M. y Bodoque, J. M. (2002): Volcanic risk zoning in the island of Ischia (Italy). En: *Risk Analysis III: 3rd International Conference on Computer Simulation in Risk Analysis and Hazard Mitigation* (C.A. Brebbia, ed.), 5: 15-26.

- Mazzarini, F., Pareschi, M.T., Favalli, M., Isola, I., Tarquini, S. y Boschi, E. (2005): Morphology of basaltic lava channels during the Mt. Etna September 2004 eruption from airborne laser altimeter data. *Geophysical Research Letters*, 32(L04305): 1-4.
- McBratney, A.B., Santos, M.L.M. y Minasny, B. (2003): On digital soil mapping. *Geoderma*, 117(1-2): 3-52.
- McDougall, I. y Schmincke, H.U. (1976): Geochronology of Gran Canaria, Canary Islands: Age of shield building volcanism and other magmatic phases. *Bulletin of Volcanology*, 40: 1-21.
- Meco, J., Guillou, H., Carracedo, J.C., Lomoschitz, A., Ramos, A.J.G. y Rodríguez-Yáñez, J.J. (2002): The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 185 (1-2): 197-210.
- Mehl, K. W. y Schmincke, H.U. (1999): Structure and emplacement of the Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94: 105-134.
- Menard, H. W. (1986): *Islands*. HW Freeman, New York, 205 pp.
- Menéndez, I., Silva, P.G., Martín-Betancor, M., Pérez-Torrado, F.J., Guillou, H. y Scaillet, S. (2008): Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain). *Geomorphology*, 102 (1): 189-203.
- Microimages (2008). Reference manual for TNT products V6.50. Microimages. URL: <http://www.microimages.com/refman/xhtmll/index.htm>
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F.A., Masters, G., Engdahl, E.R., Hung, S-H. (2004): Finite-frequency Tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, 303: 338-343.
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F.A., Masters, G. (2006): A catalogue deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography. *Geochemistry Geophysics Geosystems (G3)*, 7(11): 1-69, Q11007, doi:10.1029/2006GC001248.
- Morgan, W.J. (1971): Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42-43.
- Murray, J.B. y Stevens, N.F. (2000): New formulae for estimating lava flow volumes at Mt. Etna Volcano, Sicily. *Bulletin of Volcanology*, 61(8): 515-526.

- NASA (2000): *What is GIS?* NASA. <http://www.earth.nasa.gov>
- Newhall, C. G. y Self, S. (1982): The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of the explosive magnitude for historical vulcanism. *Journal Geophysical Research*, 87: 1231-1238.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (NACSN) (2005): North American Stratigraphic Code: American Association of Petroleum Geologists, *Bulletin*, 89(11): 1547-1591.
- NCGIA (1990): Application issues in GIS. *National Center for Geographic Information an Analysis. University of California*, 1: 1-3.
- Nogales, J. y Schmincke, H.U. (1969): El Pino Enterrado de la Cañada de las Arenas (Gran Canaria). *Cuadernos de Botánica Canaria*, 5: 23-25.
- Nolet, G., Allen, R., Zhao, D. (2007): Mantle Plume tomography. *Chemical Geology*, 241: 248-263.
- Ollier, C. (1988): *Volcanoes*. Oxford, Basil Blackwell, 228 p.
- Pareschi, M.T., Cavarra, L., Favalli, M., Giannini, F. y Meriggi, A. (2000): GIS and volcanic risk management. *Natural Hazards*, 21(2-3): 361-379.
- Paris, R., Fra Paleo, U. y Hansen Machín, A. (2006): Geomorfología del Teide y las dorsales activas. En: *Los volcanes del Parque Nacional del Teide. El Teide, Pico Viejo y las dorsales activas de Tenerife* (J.C. Carracedo, ed.). Organismo Autónomo Parques Nacionales (Ministerio Medio Ambiente), 241-256.
- Paris R., Guillou H., Carracedo J.C. y Pérez-Torrado F.J. (2005): Volcanic and morphological evolution of La Gomera (Canary Islands) based on new K-Ar ages and magnetic stratigraphy: implications for oceanic island evolution. *Journal of the Geological Society of London*, 162(3): 501-512.
- Parker, H. D. (1988): The unique qualities of a geographic information system: a commentary. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54: 1547-1549.
- Pasquaré, G., Tibaldi, A., Attolini, C. y Cecconi, G. (1988): Morphometry, spatial distribution and tectonic control of Quaternary volcanoes in northern Michoacan, Mexico. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 43 (4): 1215-1225.

- Pérez-Torrado, F.J. (2000): *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo, Gran Canaria*. Cabildo de Gran Canaria y ULPGC, 459 p.
- Pérez Torrado, F.J. (2008): Geología de Gran Canaria. En: *Itinerarios Geológicos por las Islas Canarias. Gran Canaria* (F.J. Pérez Torrado y M.C. Cabrera, eds.). Sociedad Geológica de España, Geo-Guías, 5: 41-46.
- Pérez Torrado, F.J., Carracedo, J.C. y Mangas, J. (1995): Geochronology and stratigraphy of the Roque Nublo Cycle, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of the Geological Society of London*, 152: 807-818.
- Pérez Torrado, F.J., Martí, J., Mangas, J. y Day, S. (1997): Ignimbrites of the Roque Nublo Group, Gran Canaria, Canary Islands. *Bulletin of Volcanology*, 58: 647-654.
- Pérez-Torrado, J.F., Santana, F., Rodríguez-Santana, A., Melián, A.M., Lomostchitz, A., Gimeno, D., Cabrera, M.C. y Baez, M.C. (2002): Reconstrucción paleogeográfica de los depósitos volcano-sedimentarios Pliocenos en el litoral NE de Gran Canaria (Islas Canarias) mediante métodos topográficos. *Geogaceta*, 32: 43-46.
- Pérez Torrado, F.J., Paris, R., Cabrera, M.C., Schneider, J.L., Wassmer, P., Carracedo, J.C., Rodríguez Santana, A. y Santana, F. (2006): Tsunami deposits related to flank collapses in oceanic volcanoes: The Agaete valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands. *Marine Geology*, 227: 135-149.
- Peuquet, D. J. y Marble, D. F. (1990): *Introductory readings y Geographic Information System*. Taylor & Francis. London, 371 p.
- Porter, S.C. (1972). Distribution, morphology and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 3607-3612.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. y Weyhenmeyer, C. E. (2004): IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 46(3): 1029-1058.

- Renschler, C.S. (2005): Scales and uncertainties in using models and GIS for volcano hazard prediction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139(1-2): 73-87.
- Rihm, R., Jacobs, C.L., Krastel, S., Schmincke, H.U. y Alibes, B. (1998): Las Hijas seamounts - the next Canary islands?. *Terra noca*, 10, 121-125.
- Rodriguez-Gonzalez, A., Pérez Torrado, F. J., Hansen, A., Fernandez-Turiel, J. L. y Aulinas, M. (2007): Elaboración de un SIG del volcanismo holoceno de Gran Canaria (Islas Canarias). Ejemplo del volcán de El Draguillo. *Geogaceta*, 41:179-182.
- Rodriguez-Gonzalez A., Perez-Torrado F.J., Fernandez-Turiel J.L., Hansen, A., Gimeno D., Aulinas M. y Carracedo J.C. (2008a): El volcanismo Holoceno de Gran Canaria. En: *Geo-Temas 10 (digital)* (F.J. Pérez Torrado y M.C. Cabrera Santana, eds.), 1341-1344 pp.
- Rodríguez González, A., Fernández Turiel, J.L., Pérez Torrado, F.J., Gimeno, D. y Aulinas, M. (2008b): Modelado morfométrico del volcanismo a partir de la reconstrucción paleogeomorfológica. En: *Geo-Temas 10 (digital)* (F.J. Pérez Torrado y M.C. Cabrera Santana, eds.), 1337-1340 pp.
- Rodríguez González, A., Fernández Turiel, J.L., Pérez Torrado, F.J., Gimeno, D. y Aulinas, M. (2008c): Tecnologías de la Información Geográfica para la evaluación morfométrica del volcanismo. En: *XIII Congreso Nacional de Tecnologías de la Información Geográfica (Guía del Congreso)*. Abstract, 48-49.
- Rodriguez-Gonzalez, A., Fernandez-Turiel, J.L., Perez-Torrado, F.J., Gimeno, D. y Aulinas, M. (2009): Geomorphological reconstruction and morphometric modelling applied to past volcanism. *International Journal of Earth Sciences*, doi: 10.1007/s00531-008-0413-1.
- Romano, R. y Sturiale, C. (1982): The historical eruptions of Mt Etna (volcanological data). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 23: 75-97.
- Romero, C. (1991): *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario*, 2 Tomos, 1463 p.
- Rosi, M. (1996): Quantitative reconstruction of recent volcanic activity; A contribution to forecasting of future eruptions. En: *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards* (R. Scarpa y R.I. Tilling, eds.). Berlín, Springer-Verlag, 631-674.

- Rowland, S.K., MacKay, M.E., Garbeil, H. y Mouginiis-Mark, P.J. (1999): Topographic analyses of Kilauea Volcano, Hawai'i, from interferometric airborne radar. *Bulletin of Volcanology*, 61(1-2):1-14.
- Rowland, S.K., Harris, A.J.L., Wooster, M.J., Amelung, F., Garbeil, H., Wilson, L. y Mouginiis-Mark, P.J. (2003): Volumetric characteristics of lava flows from interferometric radar and multispectral satellite data: the 1995 Fernandina and 1998 Cerro Azul eruptions in the western Galapagos. *Bulletin of Volcanology* 65(5): 311-330.
- Scarpa, R. y Tilling, R.I. (1996): *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Berlín, Springer, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO)/International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI), 839 p.
- Shackleton, N.J. (1989): The Plio-Pleistocene ocean: stable isotope history. En: *Quaternary Type Sections: Imagination or Reality?* (Rose y Schlüchter, eds.). Balkema, Rotterdam, 11-24.
- Schirnack, C., Bogaard, P. y Schmincke, H.U. (1999): Cone sheet formation and intrusive growth of an oceanic island—The Miocene Tejeda complex on Gran Canaria (Canary Islands). *Geology*, 27(3): 207-210.
- Schmidt R. y Schmincke H.U. (2000): Seamounts and Island Building. En: *Encyclopedia of volcanoes* (H. Sigourdsen, B. Houghten, S.R. McNutt, H. Rymer y J. Stix, eds). Academic Press, San Diego, 383-401.
- Schmincke, H.U. (1967): Cone-sheet swarm, resurgence of Tejeda Caldera and the early geologic of Gran Canaria. *Bulletin Volcanologique*, 31: 153-162.
- Schmincke H. U. (1973): Magmatic evolution and tectonic regime in the Canary, Madeira and Azores Island groups. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 633-648.
- Schmincke, H.U. (1976): Geology of the Canary Islands. En: *Biogeography and Ecology in the Canary Islands* (G. Kunkel, ed.). W. Junk, The Hague, 67-184.
- Schmincke, H.U. (1982): Volcanic and chemical evolution of Canary Islands. En: *Geology of the Northwest African Margin* (U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein, E. Seibold, eds.). New York, Springer-Verlag, 273-306.

- Schmincke, H.U (1993): *Geological field guide of Gran Canaria*. 6 edición. Eds. Pluto-Press, Kiel, 227 p.
- Schmincke H.U. (2005): *Volcanism*. Springer –Verlag Berlin Heidelberg New Yorked, 289 p.
- Schmincke, H.U. y Swanson, D.A. (1967): Laminar viscous flowage structures in ash flow tuffs from Gran Canaria, Canary Island. *Journal of Geology*, 75: 641-664.
- Schmincke, H.U. y Segschneider, B. (1998): Shallow submarine to emergent basaltic shield volcanism of Gran Canaria: evidence from drilling into the volcanic apron. En: *Proc. ODP, Sci. Results, 157* (P.P.E. Weaver, H.U. Schmincke, J.V. Firth y W. Duffield, eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program), 141-181.
- Schmincke, H.U. y Sumita, M. (1998): Volcanic evolution of Gran Canaria reconstructed from apron sediments: synthesis of VICAP project drilling. En: *Proc. ODP, Sci. Results, 157* (P.P.E. Weaver, H.U. Schmincke, J.V. Firth y W. Duffield, eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program), 443-469.
- Schmincke, H.U., Klüegel, A., Hasteen, T.H., Hoernle, K. y Van den Bogaard, P. (1998): Samples from the Jurassic ocean crust beneath Gran Canaria, la Palma y Lanzarote (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters*, 163: 343-360.
- Schneider, J.L., Brunner, C.A. y Kuttner, S. (1998): Epiclastic sedimentation during the upper miocene-lower pliocene volcanic hiatus of Gran Canaria: Evidence from sites 953 and 954. En: *Proc. ODP, Sci. Results, 157* (P.P.E. Weaver, H.U. Schmincke, J.V. Firth y W. Duffield, eds.). College Station, TX (Ocean Drilling Program), 293-314.
- Schneider, J.L., Pérez-Torrado, F.J., Gimeno, D., Wassmer, Cabrera, M.C. y Carracedo, J.C. (2004): Sedimentary signatures of the entrance of coarse grained volcanoclastic flows into the sea: the example of the breccia units of Las palmas Detritic Formation (Mio-Pliocene, Gran Canaria, Eastern Atlantic, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138(3-4): 295-323.
- Settle, M., (1979): The structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science*, 279: 1089-1107.

- Shackleton, N.J. (1989): The Plio-Pleistocene ocean: stable isotope history. En: *Quaternary Type Sections: Imagination or Reality?* (Rose y Schlüchter, eds.). Balkema, Rotterdam, 11-24.
- Simkin, T. y Siebert, L. (1994): *Volcanoes of the World*. Geoscience Press for the Smithsonian Institution, Tucson, xi + 349 p.
- Sircar, J.K. y Cebrián, J.A. (1986): Application of image processing techniques to the automated labeling of raster digitized contour maps. En: *Proceedings of the Second International Symposium on Spatial Data Handling*. Seattle (WA), 171-184.
- Smith, T. R., Menon, S., Star, J. L. y Estes, J. E. (1987): Requirements and principles for the implementación and construcción of large-scale geographic information systems. *International Journal of Geographical Information Systems*, 1: 13-31.
- Smith, W.H.F. y Wessel, P. (1990): Gridding with Continuous Curvature Splines in Tension. *Geophysics*, 55(3): 293-305.
- Socorro, J.S., Carracedo J.C., Pérez-Torrado F.J. y Hansen A. (2005): *Canarias, volcanes en el mar*. Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias, 39 p.
- Star, J. y Estes, J. (1990): *Geographical Information Systems: An Introduction*. Englewoods Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 303 p.
- Staudigel, H. y Scmincke, H.U. (1984): The Pliocene seamount series of la Palma (Canary Islands). *Journal of Geophysical Research*, 89(B3): 11195-11215.
- Steiner, C., Hobson, A., Favre, P., Stampfli, G. M. y Hernandez, J. (1998): The Mesozoic sequence of Fuerteventura (Canary islands): witness of an Early to Middle Jurassic sea-floor spreading in the Central Atlantic. *Geological Society of American Bulletin*, 110(10): 1304-1317.
- Stevens, N.F., Murray, J.B. y Wadge, G. (1997): The volume and shape of the 1991-1993 lava flow field at Mount Etna, Sicily. *Bulletin of Volcanology*, 58(6): 449-454.
- Stevens, S.S. (1946): On the theory of scales of measurement. *Science*, 103: 677-680.

- Stretch, R.C., Mitchell, N.C. y Portaro, R.A. (2006): A morphometric analysis of the submarine volcanic ridge south-east of Pico Island, Azores. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 156(1-2): 35-54.
- Stuiver, M. y Polach, H. (1977): Reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon*, 19: 355-363.
- Stuiver, M. y Quay, P.D. (1981): Atmospheric ^{14}C changes resulting from fossil fuel release and cosmic ray flux variability. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 349-362.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F., Becker, B. y Kromer, B. (1991): Climatic, solar, oceanic and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ change. *Quaternary Research*, 35: 1-24.
- Suc, J.P., Bertini, A., Leroy, S.A.G. y Suballyova, D. (1997): Towards the lowering of the Pliocene-Pleistocene Boundary to the Gauss-Matuyama Reversal. *Quaternary International*, 40: 37-42.
- Suess, H.E. (1955): Radiocarbon concentrations in modern wood. *Science*, 120: 1-3.
- Szekely, B. y Karatson, D. (2004): DEM-based morphometry as a tool for reconstructing primary volcanic landforms: examples from the Borzony Mountains, Hungary. *Geomorphology*, 63(1-2): 25-37.
- Tarduno J.A., Duncan R.A., Scholl D.W., Cottrell R.D., Steinberger B., Thordarson T., Kerr B.C., Neal C.R., Frey F.A., Torii M., Carvallo C. (2003): The Emperor seamounts: southward motion of the Hawaiian hotspot plume in Earth's mantle. *Science*, 301: 1064-1069.
- Tarduno, J.A. (2007): On the motion of Hawaii and other mantle plumes. *Chemical Geology*, 241: 234-247.
- Tarduno, J.A. (2008): Puntos calientes en movimiento. *Investigación y Ciencia*, 3: 70-75.
- Taylor, R.E. (1987): *Radiocarbon Dating, an archaeological perspective*. London Academic Press, 212 p.
- Thouret, J.C. (1999): Volcanic geomorphology - an overview. *Earth-Science Reviews* 47(1-2): 95-131.

- Tibaldi, A. (1995): Morphology of pyroclastic cones and tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 100(B12): 521-535.
- Tibaldi, A., Civelli, G., Pecchio, M. (1989): Tectonic control on morphometry of cinder cones in Lanzarote and Fuerteventura, Canary Islands. Proceedings of the International Meeting on Canarian Volcanism, Lanzarote, Canary Islands. *European Science Foundation*, 216–219.
- Tilling, R.I. (1993): *Apuntes para un Curso Breve sobre Los Peligros Volcanicos*. Organización Mundial de Observatorios Vulcanológicos (WOVO)/International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI), 125 p.
- Torrieri, F., Concilio, G., y Nijkamp, P. (2002): Decision support tools for urban contingency policy; A scenario approach to risk management of the Vesuvio area in Naples, Italy. *Journal of Contingencies and Crisis Management*, 10(2): 95-112.
- United Nations Disaster Relief Organization (UNDRO)/United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO) (1985): *Volcanic Emergency Management*. New York, United Nations, 86 p.
- USGS (2000): *What is GIS?*. U.S. Geological Survey (USGS). <http://www.usgs.gov>
- USGS (2007): U.S. Geological Survey. <http://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/dynamic.html>
- Van Westen, C.J. (1993): Remote sensing and geographic information system for geological hazard mitigation: International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences. *ITC Journal*, 4: 393-399.
- Van Westen, C.J. (1997a): Hazard, vulnerability and risk analysis, en ILWIS for Windows, Applications Guide: Amsterdam, Holanda, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences, *ITC Journal*, 1-18.
- Van Westen, C.J. (1997b): Modeling erosion from pyroclastic flow deposits in Mount Pinatubo, en ILWIS for Windows, Applications Guide: Amsterdam, Holanda, International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences *ITC Journal*, 53-71.
- Vergnaud Grazzini, C. (1984): Major Cenozoic climatic changes: the stable isotope record of marine carbonates in the world ocean. A review. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XIV, 2: 433-473.

- Vespermann, D. y Schmincke, H.U. (2000): Scoria cones and tuff rings. En: *Encyclopedia of Volcanoes* (H. Sigurdsson, B.F. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer y J. Stix, eds.). Academic Press, San Diego, 683-694 p.
- Wadge, G., Walker, G.P.L. y Guest, J.E. (1975): Output of Etna Volcano. *Nature* 255(5507): 385-387.
- Walker, G. P. L. (1990): Geology and volcanology of the hawaiian islands. *Pacific Science*, 44: 315-347.
- Walker G.P.L. (1993): Basaltic-volcano systems. En: *Magmatic Processes and Plate Tectonics* (H.M. Prichard, T. Alabaster, N.B.W. Harris, C.R. Neary, eds.). *U.S. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 3-38.
- Weaver, P.P.E., Schmincke, H.U., Firth, J.V. y Duffield, W. (Eds) (1998): Proc. ODP, Sci. Results, 157: College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- Westercamp, D. (1982): The five components of volcanic risk. *Impact of Science in Society*, 32(1): 43-57.
- Whitehead J.A. y Luther D.S. (1975): Dynamics of laboratory diapir and mantle plume. *Journal of Geophysical Research*, 80: 705-717.
- Wilson, J.T. (1963): A possible origin of the Hawaiian islands. *Canadian Journal Physics* 41: 863-868.
- Wilson, L. y Head, J.W. (1983): A Comparison of Volcanic-Eruption Processes on Earth, Moon, Mars, Io and Venus. *Nature*, 302(5910): 663-669.
- Wolfe, E.W., Garcia, M.O., Jackson, D.B., Koyanagi, R.Y., Neal, C.A. y Okamura, A.T. (1987): The Puu Oo eruption of Kilauea Volcano, episodes 1-20, January 3, 1983, to June 8, 1984. United States Geological Survey Professional Paper, 1350: 471-508.
- Wood, C.A. (1980a): Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7: 387-413.
- Wood, C.A. (1980b): Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8:137-160.
- Worboys, M. F., Hearnshaw, H. M. y Maguire, D. J. (1990): Objet-oriented data modelling for spatial databases. *International Journal of Geographical Information Systems*, 4(4): 369-383.

Yilmaz, H.M. (2007): The effect of interpolation methods in surface definition: an experimental study. *Earth Surface Processes and Landforms* 32(9): 1346-1361.

Yokoyama I., Tilling, R.I. y Scarpa, R. (1984): *International mobile Early-Warning Systems(s) for volcanic eruptions and Related Seismic Activities*. Paris, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO),FP/2106-82-01(2286), 102 p.

Zijderveld, J.D.A., Langereis, C.G., Hilgen, F.J., Verhallen, P.J.J.M. y Zachariasse, W.J. (1991): Integrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the upper Pliocene-lower Pleistocene from the Monte Signa and Crotona areas in southern Calabria (Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 107: 697-714.

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Figura 1.1: Algunos casos reales de eventos volcánicos que son peligrosos para la sociedad.....	3
Figura 1.2: Paisaje de cultivo de viñedos típico en la isla de Lanzarote	4

CAPÍTULO 2. LOS SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA (SIG)

Figura 2.1: Base de datos con información geográfica	12
Figura 2.2: Componentes de un Sistema de Información Geográfico	18
Figura 2.3: Bloque diagrama de los principales procesos que se desarrollan en un SIG	25
Figura 2.4: Ejemplo de información de tipo raster y de tipo vector	27
Figura 2.5: Estapas de desarrollo de un SIG	29
Figura 2.6: El software de SIG de TNTmips, aplicaciones principales	35
Figura 2.7: Diagrama resumen del desarrollo del Sistema de Información Geográfico para el vulcanismo holoceno de Gran Canaria	38

CAPÍTULO 3. EL VULCANISMO DE GRAN CANARIA

Figura 3.1: Localización de las Islas Canarias en el marco geodinámico de la Tectónica de Placas y diferentes escenarios	42
Figura 3.2: Vulnerabilidad de las placas oceánicas considerando el espesor y la velocidad de deriva	43
Figura 3.3: Estapas de crecimiento y evolución de una isla volcánica intraplaca	46
Figura 3.4: Comparación evolutiva entre islas Hawai'i y Canarias	48
Figura 3.5: Crecimiento de una pluma térmica desde la capa térmica entre el manto y el núcleo	50
Figura 3.6: Distribución de los principales puntos calientes de la Tierra	51
Figura 3.7: Imágenes obtenidas por tomografía sísmica	53
Figura 3.8: Imagen satélite general y de detalle de la localización de las Islas Canarias y Gran Canaria	54
Figura 3.9: Esquema del punto caliente como proceso generador de las Islas Canarias	58
Figura 3.10: Desarrollo submarino y emersión secuencial de las diferentes islas del Archipiélago Canario	59

Figura 3.11: Diferentes vistas del relieve de las islas hasta el fondo oceánico	60
Figura 3.12: Mapa geológico simplificado de Gran Canaria	65
Figura 3.13: Distribución de los materiales volcánicos correspondientes a la etapa inicial del edificio en escudo	67
Figura 3.14: Distribución de depósitos traquíticos-riolíticos emitidos en la primera fase de resurgencia caldérica	68
Figura 3.15: Distribución de materiales traquítico-fonolíticos en los dominios intra- y estracaldérico	72
Figura 3.16: Después del periodo de inactividad volcánica de 3 Ma, formación estratovolcán Roque Nublo	74
Figura 3.17: Distribución del vulcanismo Post-Roque Nublo	76
Figura 3.18: Síntesis de dataciones radiométricas y magnetozonas de los grupos volcánicos Roque Nublo y Post-Roque Nublo	77
Figura 3.19: Vista en perspectiva de un cono estromboliano holoceno	80
Figura 3.20: Vista en perspectiva de una lava inundando el fondo de barranco formando terrazas	81
Figura 3.21: Distribución espacial de los depósitos volcánicos del Post-Roque Nublo y las equivalencias	82
Figura 3.22: Mapa de localización de la actividad volcánica holocena en la isla de Gran Canaria	83

CAPÍTULO 4. CARTOGRAFÍA 4D

Figura 4.1: Estereoscopio de espejos SOKKIA mod. MS-27	90
Figura 4.2: Mapa geológico de una erupción holocena (El Lentiscal)	96
Figura 4.3: Límites que marcan la reconstrucción topográfica del terreno antes y después de la erupción, como el actual	97
Figura 4.4: Reconstrucción geomorfológica del cono y la lava antes y después de la erupción y su estado actual	99
Figura 4.5: Capturas superior e inferior de mapa cartográfico	100
Figura 4.6: Curvas de nivel cuyo trazado se interrumpe por etiquetas o confluyen en un punto de fuerte pendiente varias curvas	102
Figura 4.7: Ventana de control de georeferencia	104
Figura 4.8: Diagrama y cuadro resumen muestra las relaciones entre las diversas operaciones de Modelamiento de Superficies	105
Figura 4.9: Modelos simulados de un cono y de un flujo de lava	109
Figura 4.10: Ejemplo de vectorización de la cartografía histórica de 1962 comparada con la cartografía digital de 1996	113

CAPÍTULO 5. DESCRIPCIÓN Y MAPAS GEOLÓGICOS DEL VULCANISMO HOLOCENO

ERUPCIÓN DE EL DRAGUILLO

Figura 5.1: Vista general del cono de en dirección SE 118
 Figura 5.2: Vista general de la lava donde se observa diversas morfologías en el mismo flujo 119
 Figura 5.3: Vista en 3D desde el ESE 120
 Figura 5.4: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas 121
 Figura 5.5: Vista en 3D desde el ESE del relieve pre-erupción 122
 Figura 5.6: Vista en 3D desde el ESE del relieve post-erupción 123

ERUPCIÓN DE MONTAÑA DE BARROS

Figura 5.7: Vista general de los conos de la erupción de Barros II 124
 Figura 5.8: Vista en detalle de la lava con disyunción en bolas a techo 125
 Figura 5.9: Vista en 3D desde el ESE de la erupción 126
 Figura 5.10: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas 127
 Figura 5.11: Vista en 3D desde el ESE del relieve pre-erupción 128
 Figura 5.12: Vista en 3D desde el ESE del relieve post-erupción 129

ERUPCIÓN DE EL HOYO

Figura 5.13: Vista general de los conos de la erupción 130
 Figura 5.14: Desarrollo de disyunción prismática en la lava principal 131
 Figura 5.15: Vista en 3D desde el NE de la erupción de El Hoyo 132
 Figura 5.16: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas 133
 Figura 5.17: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción 134
 Figura 5.18: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción 135

ERUPCIÓN DE EL MELOSAL

Figura 5.19: Vista general del cono desde el SO 136
 Figura 5.20: Incisión en el borde de la lava cercano al frente del flujo 137
 Figura 5.21: Vista en 3D desde el NE de los materiales de la erupción 138
 Figura 5.22: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas 139
 Figura 5.23: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción 140
 Figura 5.24: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción 141

ERUPCIÓN DE LA MONTAÑA DE SANTIDAD

Figura 5.25: Vista del cono principal en el que destaca una cantera en explotación de áricos	142
Figura 5.26: Estructura en tubo de lava de una de las coladas de la erupción	143
Figura 5.27: Vista en 3D desde el NE de la erupción	144
Figura 5.28: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas	145
Figura 5.29: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción	146
Figura 5.30: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción	147

ERUPCIÓN DE SAN MATEO

Figura 5.31: Vista del cono principal de la erupción desde el NNO	148
Figura 5.32: Detalle del contacto de lava	149
Figura 5.33: Vista en 3D desde el NNE de la erupción	150
Figura 5.34: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas	151
Figura 5.35: Vista en 3D desde el NNE del relieve pre-erupción	152
Figura 5.36: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción	153

ERUPCIÓN DE LA CALDERETA DE VALLESECO

Figura 5.37: Vista general desde el NE del cono principal	154
Figura 5.38: Vista del borde de lava muy escoriáceo	155
Figura 5.39: Vista en 3D desde el NNO de la erupción	156
Figura 5.40: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas	157
Figura 5.41: Vista en 3D desde el NNO del relieve pre-erupción	158
Figura 5.42: Vista en 3D desde el NNO del relieve post-erupción	159

ERUPCIÓN DE FAGAJESTO

Figura 5.43: Vista general de la morfología del cono del Bohodén	160
Figura 5.44: Vista general de la morfología del cono desde el SO	161
Figura 5.45: Vista general hacia el SE del interior de la caldera	162
Figura 5.46: Vista en detalle del embudo de Fagajesto	163
Figura 5.47: Vista general del hornito	164
Figura 5.48: Vista en detalle de una sección del Barranco de Agaete	165
Figura 5.49: Vista en 3D desde el NO de la erupción	166
Figura 5.50: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas	167
Figura 5.51: Vista en 3D desde el NO del relieve pre-erupción	168

Figura 5.52: Vista en 3D desde el NO del relieve post-erupción 169

ERUPCIÓN DE EL MONTAÑÓN NEGRO

Figura 5.53: Vista general desde el NE del cono 170
 Figura 5.54: Vista general del canal de lava 171
 Figura 5.55: Vista en 3D desde el NE de la erupción 172
 Figura 5.56: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas 173
 Figura 5.57: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción 174
 Figura 5.58: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción 175

ERUPCIÓN DE LA CALDERA DE PINOS DE GÁLDAR

Figura 5.59: Vista general del interior de la Caldera 176
 Figura 5.60: Vista general de la estructura abovedada de la colada 177
 Figura 5.61: Vista en 3D desde el NNE de la erupción 178
 Figura 5.62: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas 179
 Figura 5.63: Vista en 3D desde el NNE del relieve pre-erupción 180
 Figura 5.64: Vista en 3D desde el NNE del relieve post-erupción 181

ERUPCIÓN DE JABALOBOS

Figura 5.65: Vista general del cono desde el flanco SO 182
 Figura 5.66: Vista general del flujo de lava 183
 Figura 5.67: Vista en 3D desde el NO de la erupción 184
 Figura 5.68: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas 185
 Figura 5.69: Vista en 3D desde el NO del relieve pre-erupción 186
 Figura 5.70: Vista en 3D desde el NO del relieve post-erupción 187

ERUPCIÓN DE BERRAZALES

Figura 5.71: Vista general del flanco Sur del edificio volcánico 188
 Figura 5.72: Vista general del frente de colada 189
 Figura 5.73: Vista en 3D desde el NO de la erupción 190
 Figura 5.74: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas 191
 Figura 5.75: Vista en 3D desde el NO del relieve pre-erupción 192
 Figura 5.76: Vista en 3D desde el NO del relieve post-erupción 193

ERUPCIÓN DE MONTAÑA PELADA

Figura 5.77: Vista general del flanco Norte del edificio	194
Figura 5.78: Depósitos de flujos pirocásticos de la erupción de Montaña Pelada que actúa como nivel guía con otros centros volcánicos holocenos de la zona	195
Figura 5.79: Vista en 3D desde el NO de la erupción	196
Figura 5.80: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas	197
Figura 5.81: Vista en 3D desde el NO del relieve pre-erupción	198
Figura 5.82: Vista en 3D desde el NO del relieve post-erupción	199

ERUPCIÓN DE MONTAÑA PELADA II

Figura 5.83: Vista en detalle de una sección del cono	200
Figura 5.84: Comienzo del flujo de lava donde presenta más potencia	201
Figura 5.85: Vista en 3D desde el NE de la erupción	202
Figura 5.86: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas	203
Figura 5.87: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción	204
Figura 5.88: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción	205

ERUPCIÓN DE MONTAÑA NEGRA DE JINÁMAR

Figura 5.89: Vista general desde el NO	206
Figura 5.90: Torrente de lava adosada al flanco del cono	207
Figura 5.91: Vista en 3D desde el SO de la erupción	208
Figura 5.92: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas	209
Figura 5.93: Vista en 3D desde el SO del relieve pre-erupción	210
Figura 5.94: Vista en 3D desde el SO del relieve post-erupción	211

ERUPCIÓN DE SIMA JINÁMAR

Figura 5.95: Vista general de los centros de eruptivos adosados	212
Figura 5.96: Vista en detalle de una sección de la colada de lava	213
Figura 5.97: Vista en 3D desde el ENE de la erupción	214
Figura 5.98: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas	215
Figura 5.99: Vista en 3D desde el ENE del relieve pre-erupción	216
Figura 5.100: Vista en 3D desde el ENE del relieve post-erupción	217

ERUPCIÓN DE MONTAÑA RAJADA

Figura 5.101: Vista general donde se obserba la abertura del hornito 218
 Figura 5.102: Vista general de una sección de la colada 219
 Figura 5.103: Vista en 3D desde el SSE de la erupción 220
 Figura 5.104: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas 221
 Figura 5.105: Vista en 3D desde el SSE del relieve pre-erupción 222
 Figura 5.106: Vista en 3D desde el SSE del relieve post-erupción 223

ERUPCIÓN DE CUESTA DE LAS GALLINAS

Figura 5.107: Vista general desde el NE del cono 224
 Figura 5.108: Vista general de la colada de la erupción 225
 Figura 5.109: Vista en 3D desde el NNE de la erupción 226
 Figura 5.110: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas 227
 Figura 5.111: Vista en 3D desde el NNE del relieve pre-erupción 228
 Figura 5.112: Vista en 3D desde el NNE del relieve post-erupción 229

ERUPCIÓN DE MONTAÑA DEL GALLEGO

Figura 5.113: Vista general de los restos del cono de la erupción 230
 Figura 5.114: Afloramiento de la colada de lava 231
 Figura 5.115: Vista en 3D desde el NE de la erupción 232
 Figura 5.116: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas 233
 Figura 5.117: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción 234
 Figura 5.118: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción 235

ERUPCIÓN DE EL LENTISCAL

Figura 5.119: Vista general del interior del cráter 236
 Figura 5.120: Vista en detalle del contacto de la colada de lava 237
 Figura 5.121: Vista en 3D desde el NNE de la erupción 238
 Figura 5.122: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas 239
 Figura 5.123: Vista en 3D desde el NNE del relieve pre-erupción 240
 Figura 5.124: Vista en 3D desde el NNE del relieve post-erupción 241

ERUPCIÓN DE DORAMAS

Figura 5.125: Foto general donde se observa la acumulación de
 aglutinados y escorias 242

Figura 5.126: Vista en detalle del contacto de la colada	243
Figura 5.127: Vista en 3D desde el NNE de la erupción	244
Figura 5.128: Mapa de la unidad volcánica cartografiada	245
Figura 5.129: Vista en 3D desde el NNE del relieve pre-erupción	246
Figura 5.130: Vista en 3D desde el NNE del relieve post-erupción	247

ERUPCIÓN DE EL GARAÑÓN

Figura 5.131: Vista en detalle de una sección del cono	248
Figura 5.132: Vista general de la colada formando un tubo	249
Figura 5.133: Vista en 3D desde el NE de la erupción	250
Figura 5.134: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas	251
Figura 5.135: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción	252
Figura 5.136: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción	253

ERUPCIÓN DE BANDAMA

Figura 1.137: Vista general desde el N del Pico de Bandama	254
Figura 1.138: Vista general del contacto del borde de la colada	255
Figura 1.139: Vista general desde el SSE de la Caldera de Bandama	256
Figura 1.140: Vista general desde el O del interior de la caldera	257
Figura 1.141: Vista en 3D desde el NO de la erupción	258
Figura 1.142: Mapa de las unidades volcánicas cartografiadas	259
Figura 1.143: Vista en 3D desde el NE del relieve pre-erupción	260
Figura 1.144: Vista en 3D desde el NE del relieve post-erupción	261

CAPÍTULO 6. GEOCRONOLOGÍA

Figura 6.1: Cronología del Cuaternario	266
Figura 6.2: Cronología del Pleistoceno Superior	267
Figura 6.3: Presentación del ciclo del carbono y su distribución en los reservorios a nivel global	273
Figura 6.4: Disminución del radiocarbono respecto al tiempo según la desintegración radiactiva	273
Figura 6.5: Localización muestras de carbón vegetal	277
Figura 6.6: Gráfico ejemplo de una datación de radiocarbono	278
Figura 6.7: Mapa de las erupciones holocenas de Gran Canaria con las edades que han sido datadas	279
Figura 6.8: Distribución temporal de las erupciones holocenas	282

CAPÍTULO 7. PETROGRAFÍA y GEOQUÍMICA

Figura 7.1: Microscopio petrográfico	287
Figura 7.2: Espectrómetro de emisión atómica	287
Figura 7.3: Microfotografías de los principales aspectos texturales y paragenéticos observados con el microscopio petrográfico	289
Figura 7.4: Análisis químico de elementos mayores	291
Figura 7.5: Diagramas Harker de elementos mayores frente a MgO	294
Figura 7.6: Diagramas Harker de elementos mayores frente a SiO ₂	294

CAPÍTULO 8. ANÁLISIS DE LA MORFOLOGÍA VOLCÁNICA

Figura 8.1: Modelo simulado de un cono y de un flujo de lava	301
Figura 8.2: Vista oblicua de un ejemplo de lineamiento	307
Figura 8.3: Vista general de un cono volcánico holoceno	308
Figura 8.4: Lava del edificio volcánico El Melosal	309
Figura 8.5: Comparativa de los volúmenes DRE eruptados	328
Figura 8.6: Proyección en planta de edificios volcánicos teóricos	329
Figura 8.7: Diagramas de rosas del azimut de lineamientos de las erupciones holocenas, base del cono y apertura del cráter	332
Figura 8.8: Diagrama triangular que muestran las variaciones porcentuales de los volúmenes DRE	333
Figura 8.9: Relación entre el volumen bruto de las coladas de lavas y al volumen bruto del cono	334
Figura 8.10: Lineamientos de la isla de Gran Canaria en su conjunto y por sectores (S, NO, NE)	335
Figura 8.11: Lineamientos de las erupciones holocenas y elongación de los conos por sectores	337
Figura 8.12: Modelo teórico ideal de un cono de escorias	338
Figura 8.13: Comparativa de los datos morfométricos de los edificios	339
Figura 8.14: Grado de elipticidad medido a partir del eje mayor y eje menor del cráter	341
Figura 8.15: Azimut del eje mayor y eje menor del cráter sector NO y NE ...	342
Figura 8.16: Variaciones del ancho y espesor de la colada de lava del Cono de Fagajesto a partir de 102 perfiles transversales	344
Figura 8.17: Vista general de los efectos erosivos del barranco incidiendo en la colada y el sustrato	347
Figura 8.18: Vista general de los efectos erosivos del barranco incidiendo en el borde de colada y en el sustrato	348

Figura 8.19: Comparativa del volumen original y el desalojado por fenómenos naturales y antropogénicos	353
Figura 8.20: Vista general de la colada de El Lentiscal en dos momentos diferentes	354
Figura 8.21: Volumen de desalojo en las coladas determinado por medio de una tasa promedio de evacuación	356

CAPÍTULO 9. PELIGROSIDAD Y RIESGO VOLCÁNICO

Figura 9.1: Distribución temporal y espacial de los centros eruptivos holocenos	365
Figura 9.2: Localización de los focos eruptivos del vulcanismo holoceno ...	366
Figura 9.3: Distribución temporal del volumen DRE de los centros eruptivos holocenos	368
Figura 9.4: Dimensiones típicas de los conos de escorias y coladas de lavas basálticas esperables en futuras erupciones	370
Figura 9.5: Mapa de peligrosidad volcánica de Gran Canaria	373

ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO 3. EL VULCANISMO DE GRAN CANARIA

Tabla 3.1: Cuadro resumen de la división cronoestratigráfica de Gran Canaria	64
Tabla 3.2: Nomenclatura equivalente entre las distintas denominaciones utilizadas para las unidades del Grupo Roque Nublo	82

CAPÍTULO 4. CARTOGRAFÍA 4D

Tabla 4.1: Nomenclatura e identificación de las muestras recogidas para cada una de las lavas holocenas	94
Tabla 4.2: Parámetros aplicados en los tres métodos de interpolación de los cuales se deriva el MDT	108
Tabla 4.3: Valores asignados a los modelos simulados del cono y la lava ...	110
Tabla 4.4: Diferencias entre los datos de entrada (curvas de nivel) y los MDT resultantes	110
Tabla 4.5: Comparación de los volúmenes obtenidos a partir de las fórmulas geométricas y de los métodos de interpolación	112

CAPÍTULO 6. GEOCRONOLOGÍA

Tabla 6.1: Clasificación de los métodos geocronológicos	271
Tabla 6.2: Resultados de los análisis del radiocarbono en el vulcanismo holoceno y sus relaciones estratigráficas con otras erupciones ..	280

CAPÍTULO 7. PETROGRAFÍA y GEOQUÍMICA

Tabla 7.1: Principales características petrográficas	287
Tabla 7.2: Clasificación de las muestras de lavas analizadas en el diagrama TAS	292

CAPÍTULO 8. ANÁLISIS DE LA MORFOLOGÍA VOLCÁNICA

Tabla 8.1: Parámetros morfométricos del cono y la colada de la lava	300
Tabla 8.2: Dimensiones de los modelos simulados del cono y la lava utilizados	302

Tabla 8.3: Comparación de las dimensiones del cono simulado medidos con herramientas SIG	304
Tabla 8.4: Comparación de los parámetros morfométricos del modelo simulado y y los medidos con herramientas SIG	305
Tabla 8.5: Parámetros morfométricos de conos de los edificios volcánicos holocenos	310
Tabla 8.6: Estadística conjunta de los parámetros morfométricos medidos en los conos	315
Tabla 8.7: Parámetros morfométricos medidos en las coladas de lava de las erupciones holcenas	317
Tabla 8.8: Estadística conjunta de los parámetros morfométricos medidos en las coladas de lava	323
Tabla 8.9: Parámetros morfométricos medidos en los depósitos piroclásticos de dispersión horizontal	324
Tabla 8.10: Estadística conjunta de los parámetros morfométricos medidos en los depósitos piroclásticos	325
Tabla 8.11: Volumen DRE para cada una de las unidades volcánicas que configuran los edificios volcánicos holocenos	326
Tabla 8.12: Estadística conjunta de los volúmenes DRE de todas las unidades volcánicas de todos los edificios holocenos	327
Tabla 8.13: Azimut de los lineamientos de la erupciones, eje mayor del cono y del cráter	331
Tabla 8.14: Volumen de tefra total por edificio volcánico y VEI	346
Tabla 8.15: Volúmenes y superficies originales y actuales de los conos y las coladas de lavas	349
Tabla 8.16: Volumen desalojado, tasa de desalojo y tasa de incisión de cono y lava, indicando ambiente climático y tipo de barranco ...	351

CAPÍTULO 9. PELIGROSIDAD Y RIESGO VOLCÁNICO

Tabla 9.1: Volumen máximo de material magmático erupcionado en relación al número de días y tasa eruptiva	369
--	-----