

ESTRUCTURAS TECTO-VOLCANICAS DE VENUS. SEMEJANZAS CON LA SIERRA DEL MORRO DE LA PROVINCIA DE SAN LUIS (ARGENTINA)

Francisco Quintana Salvat

Universidad Nac. de Córdoba (FCEfyN), Av. Vélez Sarsfield N° 1611. Tel. 0351-4344981

E-mail: fqintan@gtwing.efn.uncor.edu

Internet: <http://www.efn.uncor.edu/dep/geoapl/fotogeol/index.html>

RESUMEN

Se ha llevado a cabo un trabajo de fotointerpretación morfológica comparativa entre la Sierra del Morro (San Luís, Argentina) y dos estructuras anulares del planeta Venus. Para la primera se procesaron imágenes Landsat 5 con combinación de bandas 2, 5 y 7, además de fotogramas aéreos pancro (B y N), de escala aproximada 1:50.000. Mientras que para las segundas se trabajó con imágenes SAR provenientes del sensor a bordo de la sonda orbital Magallanes que inició sus tareas de mapeo en setiembre de 1990.

Las estructuras seleccionadas de Venus corresponden a una innominada cuyo punto central se sitúa en los 9,5° S y 69° E, mientras que la otra, denominada Sacajawea, se encuentra ubicada en la Planicie Lakshmi al oeste de Ishtar Terra.

En base a este estudio se postula que Venus podría tener una corteza engrosada que, sumada a la lenta rotación retrógrada de este planeta, solamente permitiría una acción restringida de la actividad astenosférica, traducida en la formación de plumas o diapiros magmáticos generadores de deformaciones corticales que han dado lugar al desarrollo en superficie de Coronas, Diseños Aracnoides y Pseudo-calderas o Hundimientos Superficiales en Caldero, acompañados casi siempre, ya sea en su interior y/o flancos exteriores, por volcanismo de escaso desarrollo areal.

Estas estructuras están constituidas por domos y, principalmente, depresiones anulares o ligeramente elongadas (como las dos imágenes en cuestión), encontrándose afectadas por lineamientos tectónicos de origen extensional y compresivo que adoptan notorios diseños anulares concéntricos y radiales.

La escasa craterización de impactos que afecta a estas estructuras y a los terrenos involucrados en las mismas, permite situarlas en tiempos relativamente recientes de la historia geológica de ese planeta.

De manera semejante, la Sierra del Morro emerge de la planicie adyacente como un macizo montañoso casi circular con notorios patrones de fracturación radial y anular. Su parte cumbral, mayormente cristalofílica, está colapsada conformando un graben de diseño anular (hundimiento superficial en caldero), parcialmente afectado por volcanismo explosivo de data pliocena. Todo ello en respuesta a los esfuerzos originados por la actividad magmática infra o mesocortical (producto de la subducción neógena en la costa pacífica del subcontinente), que alcanzaron a los niveles superiores de una corteza previamente engrosada durante la acreción de Cuyania.

En virtud de todo ello y dado que esta geoforma es prácticamente única en la Tierra, se sugiere al gobierno provincial y/o nacional la iniciación de los trámites pertinentes a los fines de declararla Monumento Natural, Patrimonio de la Humanidad.

INTRODUCCION

La estructura que conforma la Sierra del Morro es de características poco comunes en la Tierra, aún cuando existen otras de cierta similitud en las cercanías de Oslo, (Oftedahl, C., 1952), en Mull, Escocia (Anderson, E. M., 1924), Nueva Hampshire, USA (Billings, M. P., 1943) y los hundimientos en caldero en el sureste de Australia (Hills, S. E., 1959), entre otras.

A diferencia de estas últimas, la estructura cuasi-anular de la Sierra del Morro no está asociada con juegos de diques cónicos y/o anulares. Se trata fundamentalmente de un levantamiento, con el posterior hundimiento de su parte cumbral, de un basamento cristalofílico afectado por un proceso volcánico plioceno, responsable en última instancia de la peculiar forma que ha adquirido esta sierra puntana.

Equivalentes casi exactos de esta geoforma se encuentran en Venus constituyendo “coronas” (Pronin, A. A. et al., 1990) y “diseños aracnoides” (Quintana Salvat, F., 1997).

Tanto las coronas como los diseños aracnoides, probablemente se han originado por movimientos magmáticos en la base de la litosfera de Venus. Las primeras constituyen formas elongadas y en ocasiones, casi circulares, alcanzando diámetros que van desde los 75 Km a más de 2000 Km. Frecuentemente presentan diseños de fracturas y/o crestas anulares próximos al borde de la estructura y en general corresponden a morfologías dómicas, mesetas con depresiones interiores o bien depresiones de bordes elevados, caracterizados por su frecuente asociación con formas y productos volcánicos.

Por otro lado, los diseños aracnoides se caracterizan por conformar una estructura cómica o bien una depresión central circular o ligeramente elongada (Quintana Salvat, F., op. cit.), rodeada por lineamientos anulares y radiales. Ya sea la forma cómica o bien la deprimida, poseen diámetros mayores que no superan los 70 Km, encontrándose los interconectados por fracturas radiales que se extienden hasta más de los 150 Km partiendo del centro de las citadas estructuras.

En este trabajo se especula que tanto las coronas como los diseños aracnoides y pseudo-calderas, de manera semejante a la Sierra del Morro, tienen su origen en procesos magmáticos que alcanzaron niveles corticales relativamente elevados, los que con frecuencia han generado distintos tipos de actividad volcánica.

MATERIALES Y MÉTODOS

Para llevar a cabo este trabajo de fotoanálisis comparativo se procesaron tres imágenes para la Sierra del Morro y otras tres para las formas equivalentes del planeta Venus.

Las imágenes correspondientes a la Sierra del Morro provienen de un fotograma aéreo (de julio 1970) pancromático blanco y negro, de escala aproximada 1:50000 (único dato obtenible al respecto en la Dirección Provincial de Catastro de la Provincia de San Luis) y dos imágenes satelitales constituyendo fotomosaico, en bandas 2, 5 y 7 (falso color compuesto), del Sensor ETM⁺ del Landsat 7 de fecha 30 de enero de 2003, en escala aproximada 1:146300. Las dos últimas fueron transferidas a escalas de grises y reprocesadas para la obtención de un factor de contraste óptimo, además de los ajustes de brillo e intensidad adecuados a los fines de resaltar la geoforma serrana circular y su contenido volcánico en el interior de la depresión en altura (Fig. 1). En todas ellas el fotoanálisis fue de carácter monoscópico.

Por su parte, las tres imágenes de Venus corresponden al sensor SAR (radar de apertura sintética) de la sonda Magallanes, situada en una órbita elíptica cuasi-polar, comenzando sus operaciones de mapeo en setiembre de 1990.

Las dos primeras conforman un par estereoscópico de imágenes radar: la primera de ellas (a) perteneciente al ciclo 1 e iluminada desde la izquierda, con un ángulo de incidencia de 43,5°; la segunda (b), sobre la que se realizó el trabajo de fotointerpretación, fue obtenida en el transcurso del Ciclo 3, también con iluminación desde la izquierda y un ángulo de incidencia de 22,7°. Las coordenadas del punto central del estereograma que identifica a la estructura tecto-volcánica innominada son 9,5° S – 69° E y su escala aproximada es 1:454.500 (Fig. 2). La diferencia de paralaje entre el borde de la pseudo-caldera y su piso da una diferencia de altura de aproximadamente 1300 metros. Ambas imágenes fueron previamente ecualizadas y sensiblemente mejorados los contrastes, como así también sus brillos, lo cual facilitó en gran medida la identificación de la mayoría de las formas que componen dicha estructura. El fotoanálisis se efectuó mediante el empleo de un estereoscopio de alta precisión “Interpretoskop B” de Carl Zeiss. La tercera imagen, analizada monoscópicamente (Fig. 3) fue obtenida en el Ciclo 1, iluminada desde la izquierda con un ángulo de incidencia de 27°, reprocesada mediante realce de contrastes, ecualización y modificación de intensidades.

Ello permitió la identificación de deslizamientos y dos aparatos volcánicos en el interior de la estructura tecto-volcánica conocida como Sacajawea Patera situada en la planicie Lakshmi en el Oeste de la región de Ishtar Terra. Su escala aproximada es 1:1.418.000

ANALISIS

La Sierra del Morro está conformada por un complejo metamórfico – plutónico en el que se distinguen rocas cristalofílicas que, con frecuencia, están penetradas en distintos grados por productos magmáticos fundamentalmente aplo-pegmatíticos. También se observa el afloramiento neto de un granitoide en el extremo sur del sector analizado, el cual constituye desde el punto de vista estructural un stock de aproximadamente 32 Km². Por otro lado, el remate cumbral circular deprimido y sus bordes, muestran remanentes de una intensa actividad volcánica, particularmente violenta, desarrollada a comienzos del plioceno y finalizada durante el pleistoceno temprano (Fig. 1).

Complejo metamórfico Conlara

Es por lejos la entidad litológica dominante en la Sierra del Morro, como así también de la mitad oriental correspondiente a la Sierra Grande de San Luis (Sims et al. 1997), situada inmediatamente al Oeste y Norte de aquella.

Este complejo está compuesto por esquistos de dos micas (biotítico – moscovítico), con acompañamiento frecuente de granate – sillimanita y gneises biotítico granatíferos con variable contenido de sillimanita. Las calizas cristalino – granulosas, anfíbolitas y rocas calcosilicáticas, tienen una participación menor. Todas estas rocas provienen de la transformación de protolitos de origen psamo – pelítico y muestran diferenciaciones metamórficas que se asocian a diversos eventos plutónicos, en particular con aquellos referidos a inyecciones granitoides y pegmatíticas que dan origen a rocas migmatíticas heterogéneas.

Las estructuras metamórficas de la Sierra del Morro se presentan con rumbos preferentes N – S a NNO e inclinaciones que oscilan entre subhorizontales y 50° E. Las cumbres occidentales muestran una posición constantemente subvertical.

Los eventos deformantes que han intervenido en este complejo son, cuanto menos, dos. El primero se relaciona con un plegamiento asimétrico con ejes de rumbo NO que se asocia con una esquistosidad no penetrativa y con inclinación variable, ya sea al Norte o al Sur (Kilmurray, J., 1981). El segundo corresponde a una deformación penetrativa que replegó a los pliegues del primer evento, con ejes de rumbo al NNE y N, y una foliación en alto ángulo hacia el este (preferente) u oeste.

El grado metamórfico alcanzado por el primer evento deformante corresponde a la facies de anfibolita, mientras que el segundo produjo un proceso de retromorfismo a facies de esquistos verdes (Sims et al., 1998).

Granitoide postectónico de San José del Morro

Este plutón está constituido por un stock de 32 Km² de forma irregular, ligeramente orientado en dirección NE y claramente discordante respecto a las estructuras del basamento cristalofílico (Fig. 1). Su límite occidental está dado por la rampa tectónica que levanta la Sierra del Morro, mientras que su límite norte sigue parte del recorrido de una fractura de rumbo NE remarcada por el cauce que se desarrolla a lo largo de la misma. Hacia el sur el contacto se hace mucho más difuso mostrando un pasaje gradual a las rocas del basamento cristalofílico, con presencia de litología de naturaleza híbrida. El granitoide es de color rosado, grano grueso y aspecto porfiroide; bajo el microscopio se observa la presencia de microclino, algo de ortoclasa (descompuesta en sericita), plagioclasa (oligoclasa/andesina) en forma de pequeños cristales incluidos en el feldespato potásico, cuarzo sin extinción ondulada y biotita en pequeñas y delgadas hojas. Se advierten además, accesorios como la magnetita, apatita y zircón.

Este granitoide fue emplazado con posterioridad a la yuxtaposición de los diferentes complejos metamórficos y su composición con muy alto contenido de potasio sería un indicativo más de una transición a ambientes anorogénicos de corteza engrosada (Sato, A. M. et al., 2003).

Las edades Rb-Sr y K-Ar informadas para el batolito de Las Chacras y el plutón del Morro se ubican entre los 408 y 320 M.a., es decir silúrico tardío – carbonífero temprano (Varela et al., 1994).

Rocas filonianas ácidas

Estas rocas son muy frecuentes en esta sierra, destacándose por su abundancia las de composición pegmatítica, las cuales conforman diques y sills de espesores y contornos variables. La longitud de estos cuerpos no supera el centenar de metros en forma continua, aún cuando a algunas se las puede seguir por distancias mayores en una serie de afloramientos discontinuos.

Las aplitas conforman cuerpos diferenciados dentro del granitoide de San José del Morro, como así también intruyendo los esquistos cristalinos del flanco occidental de la sierra.

Volcanismo plioceno y sus productos

Este proceso se inicia a comienzos del plioceno, sincrónicamente con las erupciones andesíticas de la región cordillerana.

Se trata de una actividad volcánica violenta que no solo afectó a la Sierra del Morro, sino también a las Sierras de Córdoba y San Luís.

Las rocas correspondientes a esta actividad volcánica son de composición predominantemente traquiandesítica y andesítica. En una primera etapa, probablemente la más violenta, se produjo la extrusión de abundante material piroclástico a través de fisuras del basamento cristalofílico, al mismo tiempo que se producía la elevación de un sector de dicho basamento. Subsecuentemente, la parte cumbral del nuevo macizo montañoso era afectado por un hundimiento o colapso controlado por un diseño anular de fracturas. En un segundo estadio y a través de los conductos existentes continuó la eyección lávica, ahora en forma lenta y más tranquila, dando lugar a la formación de domos y conos cuyos restos actuales se yerguen en pequeños cerros alineados de E a O dentro de la depresión central, además de otros situados ya sea en el filo o laderas de la sierra.

De acuerdo con M. V. Sasic (1964), la magnitud del paroxismo volcánico y la gran cantidad de material piroclástico eyectado se deduce por los abundantes rodados de roca traquiandesítica que se encuentra en toda la zona que circunda la sierra, como así también por fragmentos de la misma que se encuentran dentro del loessoides que conforma el llano adyacente, aún en pozos excavados a considerable distancia de la Sierra del Morro.

La tectónica que ha modelado esta sierra presenta características que no son comunes en ámbitos de basamento cristalino. Su aspecto general visto a través de imágenes satelitales, tiene un notable parecido con las formas de impacto que se pueden observar en diversos planetas y satélites del sistema solar. No obstante, en su génesis no ha intervenido impacto alguno, sino que son, precisamente, el vulcanismo neógeno y las fracturas preexistentes las principales responsables de esa geoforma tan peculiar.

Las estructuras tecto–volcánicas de Venus

Las coronas son estructuras características de domos o depresiones que abarcan áreas groseramente circulares y cuyos diámetros varían entre los 75 Km hasta más de 2000 Km. El perfil topográfico de estas formas abarca un continuo entre la morfología cómica y la de cuenca.

Las características distintivas de las coronas son, indudablemente, sus lineamientos tectónicos anulares constituidos por cinturones concéntricos de crestas y/o surcos producto del fallamiento extensional y, menos frecuente, el de origen compresivo. Además, un moderado vulcanismo ocurre en sus interiores, como así también, en algunos casos, próximo a sus bordes exteriores con un mayor desarrollo areal (corona Idem Kuva).

Pronin et al. (op. cit.), al efectuar la clasificación morfológica y distribución de estas estructuras, indican que no tienen equivalentes en los planetas terrestres. Aquí se va a demostrar que los citados autores están equivocados, o no han llegado a conocer bien las estructuras que conforman su propio planeta.

En la clasificación de las coronas de Venus, Pronin et al. (op. cit.), utilizando información proveniente de las Venera 15 y 16, desarrollan una división entre coronas propiamente dichas y formas semejantes a coronas. Las primeras están caracterizadas por estructuras circulares e irregulares con un interior complejo, mientras que las segundas, si bien se parecen a las coronas, carecen de las típicas crestas anulares.

De manera similar Stofan, R. E., et al (2001), en base a datos de la sonda Magallanes reafirman la población de coronas, indicando que han identificado un nuevo tipo de corona que denominan Tipo 2. Este tiene la misma morfología básica del Tipo 1 (que es la corona característica y dominante en Venus), pero presenta un 50% menos de estructuras anulares

estrechamente espaciadas, son más pequeñas, con superficies interiores planas rodeadas por unos bordes topográficos muy notorios y a menudo aisladas. Contabilizan un total, entre ambos tipos, de 515 coronas, de las cuales 106 pertenecen al Tipo 2. Según estos autores, la presencia y situación de este último Tipo podría estar evidenciando el agotamiento de la capa de manto activo bajo la superficie de las planicies de Venus. Aquí se las identificará como “pseudo-calderas”.

Por otro lado, no puede pasarse por alto la existencia de otro tipo de estructuras tecto-volcánicas denominadas “Aracnoides” o “Diseños Aracnoides” (Quintana Salvat, F. op. cit.), caracterizados por formas circulares a elongadas, de las que se supone son los predecesores genéticos de las coronas (Squyres, S.W., et al., 1992a). Estas estructuras presentan frecuentemente patrones de lineamientos radiales denominados “Novae” (Krassilnikov, A. S., et al., 2003), los cuales interconectan a dos o más estructuras circulares, adquiriendo el conjunto una forma que hace recordar a una “Megarachne servinei” del carbonífero superior. Su forma compleja está caracterizada por una estructura central que puede estar constituida tanto por un domo como por una depresión circular, rodeados por claros lineamientos anulares y radiales. La estructura interior, ya sea que esté constituida por un domo o una depresión, presentan diámetros que oscilan entre los 10 y 70 a 75 Km, con lineamientos radiales cuyas longitudes superan los 150 Km, partiendo del borde estructural de la forma central. Estos juegos de fracturas podrían haberse generado cuando una columna de magma se intruyó en proximidad de la superficie, dando lugar a la formación de un pequeño edificio central (o bien a una depresión central), produciendo simultáneamente un sistema de diques radiales.

En función de lo hasta aquí expuesto, el autor ha seleccionado dos imágenes que corresponden a las Figuras 2 y 3. La Fig. 2 está constituida por un par estereo-radar, presentando su interpretación en la toma (b) perteneciente al Ciclo 3 de la Misión Magallanes. El estereograma, centrado en los 9,5° S y 69° E, expone claramente una forma oval (innominada), con una depresión en su centro que, en base a la medida de la diferencia de paralaje, permite adjudicarle una profundidad de aproximadamente 1,3 Km. Esta forma deprimida posee una longitud según su eje mayor de 60 Km y 45 Km con respecto a su eje menor; podría decirse que tiene la forma de una elipse casi perfecta. La componente litológica de esta estructura tiene el aspecto de un material de origen ígneo y está afectado por una serie de lineamientos anulares concéntricos que rodean por completo la estructura. Sobre su flanco oeste pueden observarse lineamientos radiales (Novae), los cuales tienen su inicio en la parte central de la estructura deprimida. Varios de estos interrumpen y/o desplazan a los lineamientos anulares, haciendo lo mismo estos últimos con respecto a algunos de aquellos.

Ciertamente, los lineamientos radiales o Novae aquí observados se encuentran asociados a fosas tectónicas que se emplazan también sobre el flanco oeste siguiendo la misma orientación de las estructuras radiales.

Hacia el interior deprimido los lineamientos se hacen mucho más tenues, llegando casi a desaparecer, pero sobre el flanco este de la depresión los cinturones de diseños anulares llegan prácticamente al fondo de la estructura, no así los radiales cuya traza se pierde en proximidad del borde estructural.

Es muy posible que el diseño anular llegue prácticamente en forma completa, hasta casi el fondo de la estructura deprimida. No debe perderse de vista que esta imagen SAR tiene un ángulo de incidencia de 22,7°, con iluminación desde la izquierda (ver Materiales y Métodos), por lo tanto las pendientes traseras aparecen más oscuras, con pérdida de

detalles, mientras que las pendientes delanteras están completamente iluminadas dejando al descubierto hasta los más finos detalles estructurales que permite la resolución de ese sensor.

Aproximadamente a 1/3 del fondo o base de la estructura se pone de manifiesto un cambio textural en la imagen de radar, la cual estaría indicando un cambio en la componente litológica que se interpreta como una efusión de material lávico de última generación y/o emplazamiento de un dique semi-anular, todo ello limitado por una falla gravitacional circular. Finalmente, la base muestra una textura similar interpretándose como un tapón lávico del fondo de la depresión. Cabe hacer notar la escasa craterización de impacto que afecta a esta estructura, por lo cual se supone que su formación corresponde a un periodo de la historia geológica subreciente a reciente de ese planeta.

Por otro lado, la Fig. 3 (monoscópica SAR) pone de relevancia la pseudo-caldera conocida como Sacajawea Patera ubicada en la Planicie Lakshmi, en el oeste de la región de Ishtar Terra.

Esta es también una estructura de carácter tecto-volcánico, con un centro deprimido, aunque bastante más somero que la tratada anteriormente. En concreto, esta forma tiene un diseño notoriamente elongado, fondo plano bien desarrollado arealmente, con un diámetro mayor de 160 Km. y el menor de 100 Km, limitado por un escarpe que remata en un borde estructural bien definido. Esto marca una diferencia morfo-estructural con la estructura de la Fig. 2, la cual tiene una bien definida forma de embudo que culmina en su base con un pequeño tapón lávico.

El fotoanálisis de detalle de Sacajawea Patera (Fig. 3), pone de relevancia el desarrollo de un paisaje algo más complejo que el anteriormente descrito. La planicie deprimida se compone principalmente de distintas formas volcánicas con predominio de coladas lávicas que tapizan la base de la misma, pudiendo distinguirse antiguas coladas clastolíticas (por su alta rugosidad aparecen con tonos claros en la imagen SAR), coladas dermolíticas subrecientes (tonos oscuros) que son las de mayor desarrollo areal y superpuestas a estas, dos pequeños aparatos volcánicos situados en la mitad NE de la planicie deprimida. De estos, el más próximo al centro de la depresión, ha emitido un pequeño flujo lávico que se dirige al centro propiamente dicho de la estructura deprimida. Es evidente que este flujo es de reciente data, encontrándose sobreimpuesto a las demás formaciones y no sería de extrañar que ese volcanismo estuviera actualmente activo. El cono presenta solamente la mitad de su estructura, sugiriendo ello que su actividad, cuanto menos en un evento, ha sido de carácter explosivo.

El cono más alejado del centro, situado sobre el borde NE de la planicie deprimida, tiene la apariencia de un pequeño volcán en escudo que termina en un cráter cumbre con la clásica forma de cono invertido de fondo chato. En la parte media de su ladera este se destaca otro cráter, pero este último es de impacto.

El carácter más distintivo de la estructura en cuestión es la presencia de dos grandes “muescas” en forma de hemicirco que afectan al talud casi vertical que limita a la planicie interior. La muesca mayor se sitúa sobre el borde SO de la estructura, mientras que la menor lo hace sobre el NE de la misma. Ambas formas se interpretan como deslizamientos complejos, es decir aquellos que involucran procesos de remoción en masa que incluyen una rápida retrogresión y donde un deslizamiento sigue a otro en cuestión de segundos, en este caso controlados por los lineamientos curvos concéntricos situados en la parte exterior (flancos NO, O y SO) de la estructura oval. Los materiales producto de estos deslizamientos han cubierto una superficie considerable de la planicie interior

principalmente en su sector SO, uniéndoseles materiales de la misma génesis provenientes del talud septentrional, conformando el conjunto una serie de lenguas que han avanzado (y casi cubierto) a los materiales lávicos clastolíticos. Sobre el borde NE los materiales desestructurados abarcan una superficie mucho menor, aunque alcanzan a cubrir una parte de la traza de la falla gravitacional periférica.

Debe destacarse aquí que estos procesos de remoción en masa son relativamente frecuentes en Venus, y son factibles de desencadenarse en taludes de fuerte inclinación cualquiera sea su origen, tomando en cuenta que los procesos de meteorización del material rocoso superficial deben ser sumamente intensos por la alta temperatura reinante en la superficie de ese planeta (el efecto invernadero lo somete a una temperatura del orden de los 470° Celsius), por lo tanto la velocidad e intensidad de las reacciones químicas serían lo suficiente elevadas como para afectar la cohesión de grandes volúmenes de roca que en situaciones similares a la anteriormente descrita pueden desencadenar violentos procesos de remoción en masa, tales como los deslizamientos observados en la Fig. 3.

Los lineamientos tectónicos exteriores se distribuyen de forma asimétrica, desarrollando una mayor frecuencia sobre el borde SO, tendiendo a desaparecer en los bordes norte y sur de la estructura, reapareciendo con una frecuencia mucho menor sobre el borde este. En el sector SO estos lineamientos se observan con mucha claridad, constituyendo un sistema semi-anular concéntrico de fracturas o bien crestas de expansión y “novae” de baja densidad que, en general, tienden a desplazar o discontinuar a los lineamientos concéntricos, indicando que aquellos son de data más reciente que estos.

En proximidad del esquinero SE se observa nítidamente a uno de los lineamientos novae (radial) del que emerge, en su parte media, un pequeño aparato volcánico, prácticamente completo, que tiene la apariencia de un volcán en escudo, el cual se encuentra alineado con el aparato volcánico incompleto que se sitúa a escasa distancia del centro de la estructura oval.

A diferencia de los terrenos circundantes a la estructura de la Fig. 2, el área donde se encuentra situada Sacajawea presenta una más densa craterización de impactos, algunos de estos con diámetros próximos a los 10 Km que, ocasionalmente, muestran aureolas de productos de eyección. Varios de estos cráteres (los mayores) se los encuentra frecuentemente incompletos o abiertos como consecuencia de la posterior actividad tectónica generadora de la formación del tren de fracturas concéntricas, sobre todo las que marginan el borde SO de la estructura deprimida. De todas maneras la mejor preservación y cantidad de formas de impacto estarían indicando una mayor antigüedad de estos terrenos.

Por último y a juzgar por las texturas que desarrolla la imagen SAR de la planicie Lakshmi (oeste de Ishtar Terra), indican, al igual que la imagen anteriormente tratada, su origen ígneo.

DISCUSION

La elección de las dos estructuras anulares de Venus (Figs. 2 y 3) no ha sido, por parte del autor, una cuestión antojadiza ni al azar, sino que ambas en sus diferentes magnitudes y eventos tecto-volcánicos ocurridos durante su formación, constituyen una característica distintiva, aunque no exclusiva de dicho planeta. No son las más grandes ni muestran la complejidad interior de grandes coronas como Heng-O, Quetzalpetlatl o Artemis (Ivanov, M. A., et al., 2003), pero tienen un origen similar o igual a estas; más aún, quizá son sus predecesoras en el caso de la innominada (Fig. 2), o bien podrían representar el ocaso de su

desarrollo (Fig. 3, Sacajawea Patera), indicando un decaimiento en la actividad de la astenosfera. Como quiera que sea, su elección es compatible para efectuar la comparación de formas, procesos tectónicos y volcánicos, con aquellos que han conformado una sierra tan peculiar como la del Morro en la provincia de San Luís, Argentina (Fig. 1). Hay muchas similitudes o coincidencias entre esta última y aquellas, sobre todo en las formas superficiales resultantes y los mencionados procesos.

En Quintana Salvat, op cit., donde se efectúa un fotoanálisis a nivel regional sobre un 4% de la superficie de Venus, se concluye que en este planeta no existió ni existen procesos vinculados a una tectónica de placas, como tampoco cuencas sedimentarias de significativo desarrollo areal y potencia.

Venus no muestra señales de desmembración ni desplazamientos de fragmentos corticales (continentes), como tampoco el (desarrollo) de cuencas (oceánicas) en la situación que hoy en día pueden observarse en la Tierra. En este aspecto podría decirse que Venus se parece más a la Luna que a la Tierra, y no sería del todo improbable que Venus hubiera desarrollado una litosfera de un espesor variable como la de la Tierra, pero considerablemente engrosada, con una astenosfera plástica más profunda e incapaz de fragmentar y desplazar a los retales litosféricos suprayacentes.

En la Tierra, el volcanismo y los movimientos epirogénicos posglaciales indican fluidez y algún grado de fluencia en el material infracortical, lo que es compatible con una capa de máxima plasticidad en el manto superior. Una discontinuidad (Mohorovicic), separa el mal definido límite entre la litosfera y la astenosfera. Esta última debe ser la responsable de las características superficiales terrestres a nivel global, extendiéndose dentro de una profundidad comprendida entre los 60 y 250 Km.

La existencia de la astenosfera terrestre hace mucho más posible la hipótesis de la deriva continental de lo que se había supuesto hasta ahora.

Pero, por otro lado, nada de esto se insinúa en Venus. Las imágenes globales SAR de este planeta muestran un “continuum” de superficie cortical constituido por mesetas, llanuras y núcleos volcánicos dispersos atravesados por surcos y/o crestas de variadas direcciones. No obstante, llama la atención un número relativamente importante de estructuras anulares de diversa magnitud y complejidad. Son las ya citadas “Coronas”, Pseudo-Calderas y “Diseños Aracnoides”, que conforman una notoria singularidad morfológica.

Ante esta situación surgen inmediatamente dos preguntas:

- 1) ¿Es ciertamente más espesa la litosfera de Venus que la de la Tierra, como anteriormente se explicitó, y por ende las corrientes convectivas astenosféricas no pueden fracturarla, expandirla o bien subducirla?
- 2) ¿Solo la existencia de algunos “puntos calientes” o plumas astenosféricas ascendentes de distribución irregular, son las responsables de la generación de esas estructuras circulares o elongadas, como así también de su volcanismo asociado?

La respuesta a ambas preguntas pareciera ser “Si”.

En lo que respecta a la primera pregunta, si el espesor litosférico de la Tierra fuera 1/3 mayor de su valor promedio, conjuntamente a una muy lenta rotación de carácter retrógrado, como la que ostenta Venus en la actualidad, probablemente aquella mostraría un paisaje de características similares a las de este último.

La respuesta afirmativa de la segunda pregunta, se basa en el análisis comparativo de las dos formas seleccionadas del planeta Venus (Figs. 2 y 3) con la forma terrestre de la Sierra del Morro situada en la provincia de San Luís (Fig. 1).

Varios autores, entre ellos Squyres, S. W., et al., (op. cit.), concuerdan en postular que las estructuras tecto-volcánicas circulares o elongadas como la de la Fig. 2, se han originado por el ascenso de un diapiro de material correspondiente al manto (posible astenosfera de Venus), que empujó la litosfera hasta provocar su levantamiento y el consecuente adelgazamiento de la misma.

Si esta teoría es acertada, simultáneamente se habría generado un diseño radial de fracturas en la parte frágil de la litosfera con respuesta morfológica en superficie. Esto queda evidenciado en la imagen SAR de la Fig. 2.

Seguidamente y en forma casi inmediata, debería producirse el ingreso de material parcialmente fundido (descompresión adiabática) en la sección dúctil inferior de la litosfera con la inyección de un enjambre de diques radiales, los cuales habrían penetrado hasta las capas intermedias o superiores de la corteza, algunos de ellos con capacidad de proyectar el material fundido hasta la misma superficie, generando el volcanismo localizado que se observa en el interior de la pseudo-caldera Sacajawea (Fig. 3), con alguna manifestación menor de dicho proceso en el exterior adyacente a la citada estructura (pequeño volcán en escudo situado en proximidad del esquinero SE de la Fig. 3).

Una vez enfriada la proyección diapírica de la astenósfera, es factible que se haya producido una relajación gravitatoria que terminó conformando una depresión circular o elongada, con un perfil transversal en forma de embudo, en el caso de la estructura correspondiente a la Fig. 2, acompañada de un efímero proceso volcánico responsable del “tapón” lávico de fondo como también de la estructura ígnea semi – anular. Su carácter más distintivo lo constituye un borde estructural ligeramente sobreelevado por encima del datum local, rodeado dentro y fuera del mismo por un diseño anular de lineamientos extensionales. Por otro lado, Sacajawea (Fig. 3) indicaría a su vez la existencia de un punto caliente de mayor actividad y duración. La más densa craterización de impacto que afecta a esa estructura y la parcial destrucción de los taludes del borde estructural por sucesivos deslizamientos o desmoronamientos, ponen de manifiesto una mayor antigüedad en su formación. No obstante, la imagen SAR muestra una actividad volcánica tardía que podría significar una evolución continua de esa estructura o bien pulsos de reactivación que pueden haber llegado a tiempos relativamente recientes.

Se destacan en la imagen de la Fig. 2 varios graben de disposición radial que alcanzan su máximo desarrollo hacia el exterior de la depresión, siendo atravesados por gran cantidad de lineamientos extensionales y, en ambas formas, graben anulares que han resultado del colapso de la parte cumbral, reproduciendo a un equivalente terrestre de “hundimiento superficial en caldero”. Este último, en la imagen representada por la Fig. 2, se encuentra afectado por fallas gravitacionales que lo seccionan transversalmente y la más septentrional de dichas fallas alcanza a bisectar el borde estructural interior que encierra el material lávico de última generación. Ello indica que la actividad tectónica proveniente de la relajación isostática de la litosfera ha persistido con posterioridad a la formación y consolidación del tapón lávico de fondo.

Semejanzas y diferencias

La geoforma correspondiente a la Sierra del Morro presenta varias semejanzas y también alguna diferencia respecto a las estructuras del planeta Venus aquí descritas, a saber:

-De manera similar a las formas anulares de Venus, emerge de la planicie adyacente como un macizo montañoso casi circular o ligeramente elongado, con notorios diseños de fracturación radial y anular.

-Su parte cumbral mayormente cristaloflica (el fondo litológico de Venus es íntegramente de origen ígneo), está colapsada por un graben de diseño anular, con un desnivel de aproximadamente 320 metros, adquiriendo un aspecto similar al de una respetable caldera volcánica de casi 4 kilómetros de diámetro. Esta estructura es producto de la actividad magmática infra o mesocortical que alcanzó los niveles superiores, como así también la superficie con una manifiesta actividad volcánica. En realidad se trata de una pseudo-caldera (hundimiento superficial en caldero) bastante más pequeña que las de Venus.

-Tanto en el interior de la depresión como en el borde estructural de la pseudo-caldera y flancos exteriores del macizo circular, emergen materiales volcánicos. Su composición oscila entre el de una andesita augítica y una traquiandesita con abundantes cristales de sanidina. Esto último marcaría una diferencia composicional respecto de los materiales volcánicos que tapizan el fondo de las depresiones de Venus, puesto que se los supone de composición básica y/o ultrabásica (Jaeger, W. L., 2000).

-La edad del volcanismo de la Sierra del Morro es pliocena, con finalización del proceso en el deslinde plioceno-pleistoceno. Las dos estructuras de Venus, al igual que otras varias, han persistido (sea en forma continua o a través de pulsos) hasta tiempos subrecientes o recientes de su historia geológica.

CONCLUSIONES

Las estructuras anulares de Venus, como la terrestre del Morro (Fig. 1), se desarrollaron bajo la acción de mecanismos similares, aunque las primeras fueron muy posiblemente originadas por la actividad del manto superior o astenosfera, mientras que la segunda lo fue por la actividad magmática generada en el interior profundo o intermedio de la corteza terrestre.

En Venus, una corteza quieta y de mayor grosor situada sobre puntos calientes o plumas astenosféricas ascendentes solo alcanzaría para producir coronas, pseudo-calderas (Fig. 3) y diseños aracnoides (Fig. 2), sea en forma aislada o bien conectados por fajas de lineamientos constituidos por crestas y/o surcos estrechamente espaciados (Tesserae), sin posibilidad de fragmentar y desplazar retales litosféricos (deriva continental).

En la Sierra del Morro, una corteza relativamente engrosada por un proceso de acreción al colisionar Cuyania sobre el margen protoandino de Gondwana, dejó preparadas las condiciones necesarias para que 423 M.a. después, en uno de los últimos grandes empujes de la placa de Nazca sobre la placa Suramericana o viceversa, se produjera la reactivación de antiguos lineamientos tectónicos, lo cual ocurrió durante la segunda fase de los movimientos andinos del mioceno, dando lugar a la subsecuente actividad volcánica andesítica pliocena de la Sierra del Morro, como también de otras sierras pampeanas.

En este proceso volcánico la presión hidrostática del magma fue varias veces superior a la presión litostática de las rocas suprayacentes, dándose las condiciones favorables para que

se elevara un macizo montañoso circular siguiendo las particularidades de la estructura interna preexistente. Por varias fracturas fue eyectado abundante material volcánico y una vez finalizada esta etapa, se produjo el hundimiento superficial en caldero de la porción cumbre de dicho macizo, generado por el volumen de material extruido y el consecuente vaciamiento parcial de la cámara magmática.

En una última etapa y ya a fines del plioceno, continuó el proceso volcánico, pero ahora de forma mucho más tranquila, dando lugar a la formación de pequeños cerros cupuliformes cuyas ruinas se observan actualmente en la depresión anular interior, borde estructural y flancos de la Sierra del Morro.

Tal como se acaba de exponer, las semejanzas y hasta coincidencias en las formas y estructuras comparadas de ambos cuerpos planetarios, son innegables.

En función de todo ello, se propone al gobierno de la provincia de San Luís y/o Gobierno Nacional, iniciar las acciones pertinentes para declarar a la geoforma que da lugar a la Sierra del Morro como Monumento Natural Patrimonio de la Humanidad, sugiriéndose como paso previo el dictado de normas regulatorias que tiendan a la conservación de ese ambiente, permitiéndose en todo tiempo el acceso a dicha sierra con la guía obligatoria de personal especializado, tanto a ciudadanos comunes que tengan un interés meramente turístico, como a investigadores científicos interesados en indagar sobre distintos aspectos vinculados a la problemática estructural, petrológica, mineralógica, botánica, ecológica, antrópica, etc.

Por último, se hará necesario erradicar del lugar todo aquello que se vincule a exploraciones o explotaciones mineras, agrícolas y ganaderas, entre otras, a los fines de no seguir alterando las condiciones naturales de esa geoforma que la hacen prácticamente única en nuestro planeta.

BIBLIOGRAFIA

ANDERSON, E.M., 1924. En Bailey, E. B., "The Tertiary and Post-Tertiary Geology of Mull, Loch Aline and Oban". Memoir Geological Survey of Scotland.

BILLINGS, M. P., 1945. "Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire". American Journal of Science, CCXLIII A (Daly Volume), 40-68.

HILLS, S. E., 1959. "Cauldron subsidences, granitic rocks and crustal fracturing in S. E. Australia". Geol. Rundsch., XLVII, 543-561.

IVANOV, M. A. and HEAD, J. W., 2003. "Evolution of three largest coronae on Venus, Heng-O, Quetzalpetlatl and Artemis: Preliminary results". 34th Annual Lunar and Planetary Science Conference, Ext. Abs. no. 1188, League City, Texas, USA.

JAEGER, W. L., 2000. "A new model for corona formation on Venus". 31st Annual Lunar and Planetary Science Conference, Ext. Abs. No.1079, Houston, Texas, USA.

KILMURRAY, J., 1981. "Petrología metamórfica y aspectos estructurales de las formaciones comprendidas entre La Toma y el Río Quinto. Sierras de San Luís". Rev. Asoc. Arg. de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 12 (1-2): 31-45.

KRASSILNIKOV, A. S. and HEAD, J. W., 2003. "Novae on Venus: Geology, classification and evolution". Jour. Geophys. Res., vol. 108, E9, pp. 12-1.

OFTEDAHL, C., 1952. "Cauldron subsidences of the Oslo region". Report of the 18th International Geological Congress, Gran Bretaña, Part XIII, 205-213.

PRONIN, A. A. and STOFAN, E. R., 1990. "Coronae on Venus: Morphology and distribution". Icarus, vol. 87, 2: 452-474.

QUINTANA SALVAT, F., 1997. "La Geología de Venus". Actas IV Simposio Argentino de Teledetección, 122-131, San Juan, Arg.

SATO, A. M. et al., 2003. "The Famatinian granitoids of the southwestern Sierra de San Luís, Argentina". 4^o South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, Brasil.

SIMS, J. et al., 1998. "U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the Paleozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin". In Pankhurst, R. Y Rapela, C. (Eds.): The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society of London, Special Publications, 142: 259-281, London.

SIMS, J., STUART-SMITH, P. y SKIRROW, R., 1997. "Informe geológico y metalogénico de las Sierras de San Luís y Comechingones. Provincias de San Luís y Córdoba". Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 28: 148, Buenos Aires.

SOSIC, H. V., 1964. "Descripción geológica de la Hoja 24 h – Sierra del Morro (San Luís-Córdoba)". Carta Geológico-Económica de la República Argentina, Bol. N° 95, 5-44.

SQUYRES, S. W. et al., 1992^a. "The morphology and evolution of coronae on Venus". Journal of Geophysical Research, v. 97, no. E8, 13.611-13624.

STOFAN, E. R. et al., 2001. 'Preliminary analysis of an expanded corona database for Venus'. Geophys. Res. Lett., 28 (22), 4267-4270.

VARELA, R., et al., 1994. "Datación de algunos granitoides de la Sierra de San Luís (Argentina) e interpretación evolutiva". 7mo. Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1249-1253, Concepción.

-  Falla de empuje
-  Fractura con o sin desplazamiento
-  Rumbo y buzamiento de esquistosidad/foliación
-  Cauce permanente
-  Cauce temporario
-  Derrames de piedemonte

-  Escorrentía elemental concentrada
-  Escorrentía elemental difusa
-  Barranco
-  Areas de anegamiento intermitente
-  Vientos dominantes y erosión eólica

Autor: F. Quintana Salvat
 Digitalización: Walter Serra

SACAJAWEA PATERA

Planicie Lakshmi - Oeste de Ishtar Terra - VENUS

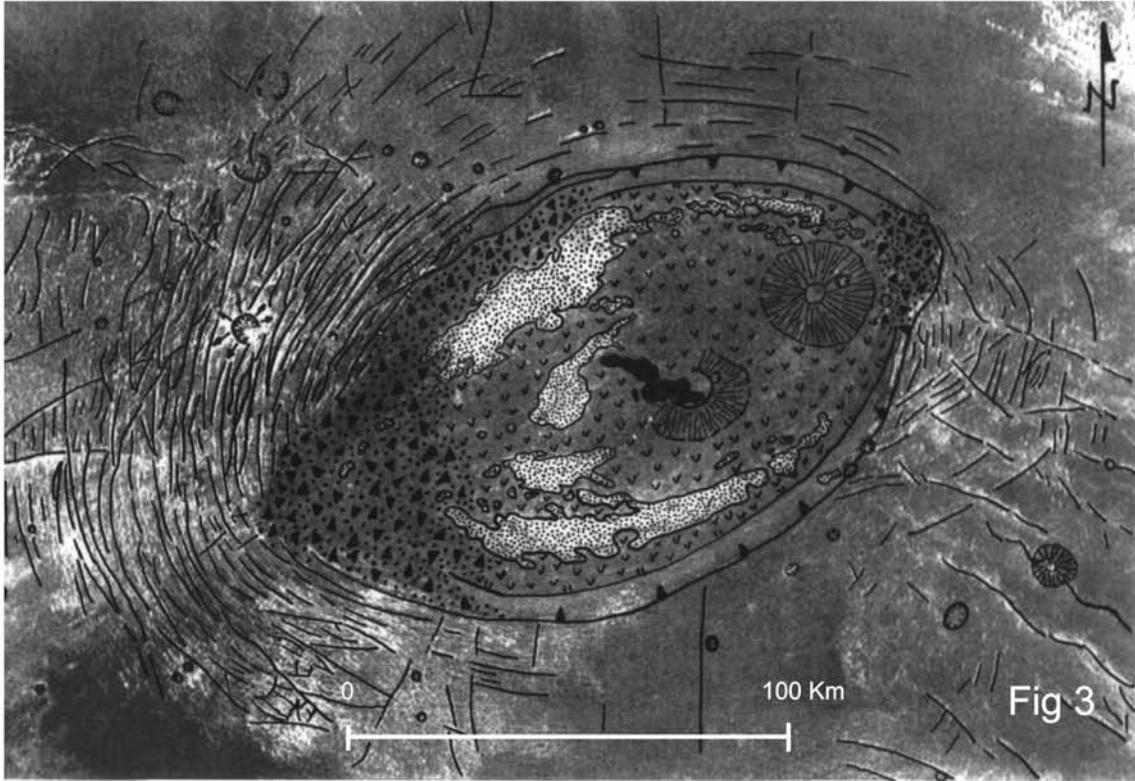


Imagen monoscópica SAR

- Colada lávica reciente
- Coladas lávicas subrecientes de estructura dermolítica
- Retales lávicos clastolíticos
- Fondo litológico de origen ígneo
- Aparato volcánico
- Deslizamientos
- Falla gravitacional periférica
- Borde estructural de depresión elongada
- Lineamientos de expansión, con o sin desplazamiento
- Cráteres de impacto y productos de eyección (a)
- Cráteres de impacto menores

Autor: F. Quintana Salvat
Digitalización: Walter Serra

DISEÑO ARACNOIDE (Parcial)

Coordenadas de punto central 9.5S - 69E

VENUS

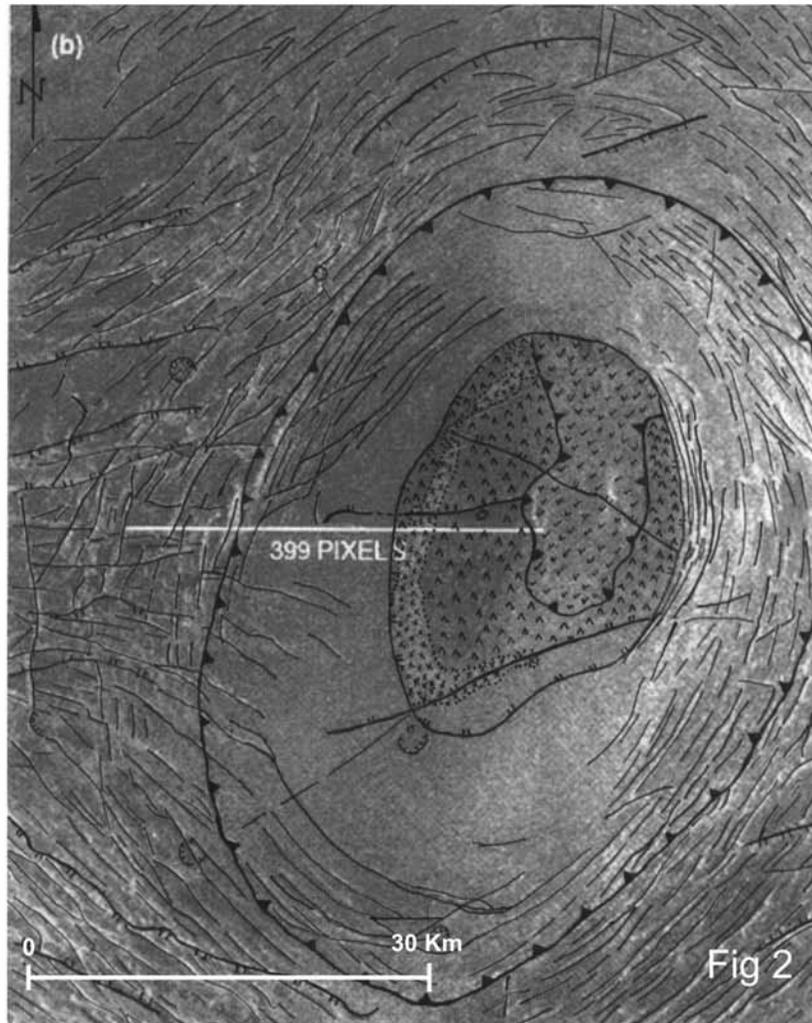
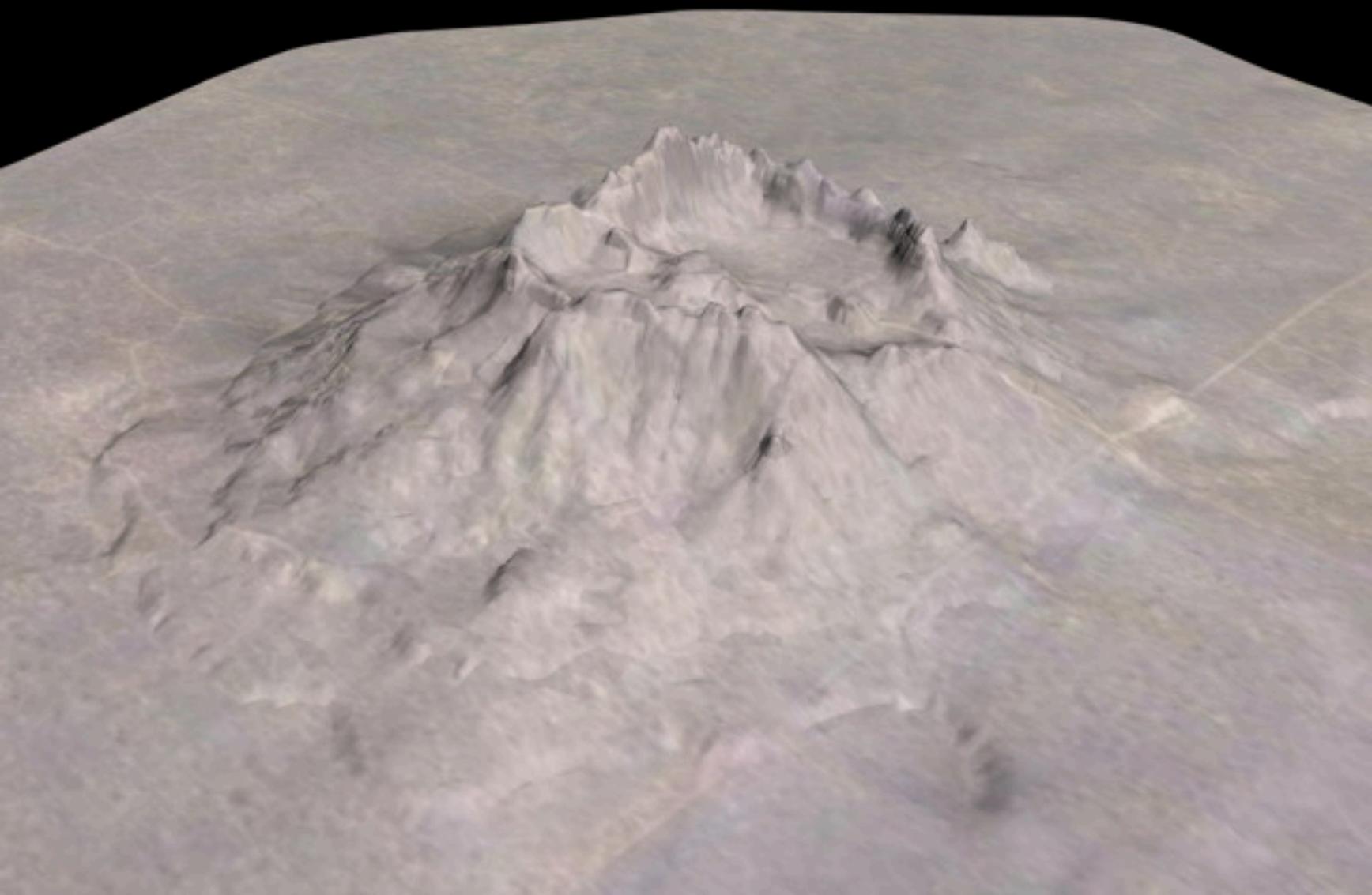


Imagen estereoscópica SAR

- | | | | |
|---|--|---|---|
|  | Material lávico de última generación |  | Falla gravitacional |
|  | Tapón lávico de fondo de depresión |  | Graben |
|  | Estructura ígnea semi-anular |  | Lineamientos de expansión, con o sin desplazamiento |
|  | Componente litológica ígnea de predominio regional | | |
|  | Cráter de impacto | | |
|  | Borde estructural de depresión elongada | | |

Autor: F. Quintana Salvat
Digitalización: Walter Serra

3D Walter Serra



3D Walter Serra

