

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología**

**Análisis de la distribución espacial de centros eruptivos en
campos volcánicos y volcanes escudo en Venus, Marte, Tierra
y Luna**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Rocío Aurelia Jacobo Bojórquez

Ensenada, Baja California, México
2019

Tesis defendida por
Rocío Aurelia Jacobo Bojórquez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Edgardo Cañón Tapia
Director de tesis

Dr. Loïc Marie Jean Claude Jose Ghislain Peiffer

Dr. Jorge Torres Rodríguez

Dr. Jesús Favela Vara



Dr. Jonás De Dios De Basabe Delgado
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Rocío Aurelia Jacobo Bojórquez** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Análisis de la distribución espacial de centros eruptivos en campos volcánicos y volcanes escudo en Venus, Marte, Tierra y Luna

Resumen aprobado por:

Dr. Edgardo Cañón Tapia
Director de tesis

El vulcanismo es un proceso que ocurre en la superficie de un planeta. Sin embargo, su distribución espacial está controlada por mecanismos que ocurren debajo de la superficie. Los centros eruptivos frecuentemente forman grupos y alineamientos controlados por la estructura litosférica y el campo de esfuerzos. Estos grupos forman campos volcánicos. Trabajos previos determinaron la influencia de esfuerzos a diferentes escalas en un área volcánica y establecieron como el campo de esfuerzos locales y el campo de esfuerzos regionales pueden influenciar el camino de los conductos que transportan el magma desde la cámara magmática a la superficie. De esta manera, la distribución espacial de los centros eruptivos puede usarse para determinar algunas características del sistema volcánico en una determinada área. El vulcanismo distribuido a pesar de encontrarse en gran proporción en la Tierra y en otros cuerpos del Sistema Solar no ha sido ampliamente estudiado debido a que el área que cubren puede llegar a ser de cientos de kilómetros cuadrados. Además, es claro que el estudio de los campos volcánicos en otros planetas es más complicado en comparación con uno en la Tierra. Sin embargo, existen características fácilmente documentadas que dan pistas relacionadas con procesos físicos de la formación de los campos volcánicos. En este trabajo se analiza la distribución de campos volcánicos con y sin una estructura dominante en cuatro diferentes cuerpos del Sistema Solar. El análisis se basa en el kernel Gaussiano. Este método localiza las modas más significativas en una secuencia de funciones de probabilidad de densidad, con lo cual se reconocen las estructuras volcánicas principales en el sistema volcánico a diferentes escalas. La diferencia entre una función de probabilidad y otra en la secuencia es el valor de factor de suavizado. Entre las secuencias de funciones de probabilidad se eligieron las funciones que representaran un significado geológico, con ello se determinaron características del sistema volcánico. Para valores bajos del factor de suavizado en los campos volcánicos con estructura dominante se identificaron estructuras lineales que se clasificaron como diques alimentadores del vulcanismo. En cambio, en funciones con valores altos del factor de suavizado las zonas de mayor concentración de centros eruptivos se interpretaron como cámaras magmáticas. En los campos volcánicos sin estructura dominante, para valores bajos del factor de suavizado, se determinaron las estructuras volcánicas. Para valores altos del factor de suavizado se determinaron la relación entre la deformación y el vulcanismo, la orientación de los esfuerzos principales, la ubicación y forma de zonas donde se concentra el magma a profundidad en cada zona.

Palabras clave: campos volcánicos, campo de esfuerzos, distribución espacial, análisis estadístico y vulcanismo extraterrestre.

Abstract of the thesis presented by **Rocío Aurelia Jacobo Bojórquez** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Geology.

Analysis of the spatial distribution of eruptive centers in volcanic fields and shield volcanoes on Venus, Mars, Earth, and Moon

Abstract approved by:

Dr. Edgardo Cañón Tapia
Thesis Director

Volcanism takes place on the surface of a planet. However, processes that occur beneath the surface control its spatial distribution. Volcanic vents frequently form clusters y alignments controlled by the lithospheric structure and the stress field. The groups form volcanic fields. Previous works determined the influence of stress at different scales in a volcanic area and established how the local and regional stress fields affect the path of the conduits that transport the magma from the magmatic chamber to the surface. Thus, the spatial distribution of volcanic vents can be used to determine some characteristics of the volcanic system. Distributed volcanism despite being found in large proportions on Earth and other Solar System bodies have not been studied at a great extent because the area covered can be hundreds of square kilometers. It is also clear that the study of volcanic fields on other planets is more complicated than compared to one on Earth. However, there are features easily documented that give clues related to the physical processes of volcanic field formation. In this work, we analyze the distribution of volcanic fields with and without a dominant structure in four different bodies of the Solar System. The Gaussian kernel is the base of the analysis. This method locates the most significant modes in a sequence of density probability functions, thereby recognizing the main volcanic structures in the volcanic system at different scales. The difference between a probability function and another in the sequence is the smoothing factor value. Among the sequences of probability functions, we chose functions that represent a geological significance, thereby determining characteristics of the volcanic system. For low values of the smoothing factor in the volcanic fields with dominant structure, we identified and classified linear structures as feeder dikes of volcanism. In contrast, in functions with high smoothing factor values, we interpreted the areas with the highest concentration of eruptive centers as magmatic chambers. In volcanic fields without dominant structure, for low smoothing factor values, volcanic structures were determined. For high smoothing factor values, we determined the relationship between deformation and volcanism, the orientation of the main stresses, the location, and shape of areas where the magma concentrated at depth in each zone.

Keywords: volcanic fields, stress field, spatial distribution, statistical analysis, and extraterrestrial volcanism.

Dedicatoria

A mis padres, a quienes les debo cada uno de mis logros.

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) especialmente a la División de Ciencias de la Tierra por darme la oportunidad de realizar mis estudios de maestría.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de posgrado. No. de becario: 634468.

Le agradezco a cada una de las personas que me brindaron su ayuda, tiempo, conocimientos y apoyo durante mi estancia en CICESE.

Un agradecimiento especial a mi director de tesis, el Dr. Edgardo Cañón Tapia, por la paciencia, la disposición, las clases impartidas, las horas dedicadas a la discusión del trabajo y el apoyo mostrado en cada momento. Gracias especialmente por cada una de sus enseñanzas.

A los miembros de mi comité: el Dr. Loïc Peiffer, el Dr. Jorge Torres y el Dr. Jesús Favela por su disposición, el tiempo dedicado a la corrección de la tesis y los comentarios que ayudaron a su mejoría.

A cada uno de los investigadores que me impartieron clases durante mi estancia en la maestría especialmente a los del Departamento de Geología.

A mis padres José Alberto y Rosa, por darme las herramientas necesarias para salir adelante. Me han demostrado que con trabajo constante todo se puede lograr.

A mis hermanos Rubén y Aracely, por ser mis compañeros y un gran ejemplo para enfrentar la vida.

A mis sobrinas Danna y Antonella, por ser una motivación para salir adelante.

A mi familia, por siempre creer en mí, su amor y apoyo incondicional.

A mi amiga Lilián, que a pesar de no estar cerca la una de la otra sus palabras han sido mi más grande apoyo en los últimos años.

A Jonathan por su apoyo y compañía en todo momento. Gracias por estos dos años de aventuras.

A Sebastián por estar presente literalmente desde el primer día y ser un gran amigo.

A Lupita por su amistad y la ayuda brindada en cualquier ocasión, incluso antes de venir a Ensenada.

A Eliana y a Abigail, por su apoyo, ánimos, consejos, bailes, comidas y sobre todo por aguantar los conciertos que les daba a diario. Son lo más valioso que me pude encontrar en Ensenada.

A Tania a quien le debo una gran parte de mi desarrollo académico y personal. Eres una gran mujer.

A mis compañeros del posgrado, por la sonrisa diaria que me regalaban, especialmente a: Liza, Trejo, Ángel, Javier, Armando, Oswaldo, Eleyra, Cristian, Young Ho, Marco, Rosy, Gaby, Brenda, Carapia, y a todos aquellos con los que conviví en mi estancia en CICESE.

Al personal administrativo, por el apoyo y ayuda proporcionada, en especial a Denyse Robles.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	x
Lista de tablas.....	xvii

Capítulo 1. Introducción

1.1 Hipótesis.....	7
1.2 Objetivos.....	7
1.2.1 Objetivo general	7
1.2.2 Objetivos específicos.....	7
1.3 Antecedentes.....	8
1.3.1 Estructuras geológicas en campos volcánicos.....	8
1.3.2 Distribución del vulcanismo como indicador de esfuerzos.....	9
1.3.3 Comparación del vulcanismo entre planetas y satélites del Sistema Solar.....	10
1.3.4 Análisis estadísticos de la distribución espacial en zonas volcánicas.....	11

Capítulo 2. Metodología

2.1 Selección de las áreas de estudio.....	13
2.1.1 Campos volcánicos con estructura dominante.....	13
2.1.2 Campos volcánicos sin estructura dominante.....	20
2.2 Base de datos.....	21
2.3 Método estadístico.....	23

Capítulo 3. Resultados

3.1 Campos volcánicos con estructura dominante.....	27
3.1.1 Pinacate, Tierra.....	28
3.1.2 Mauna Kea, Tierra.....	30
3.1.3 Marius Hills, Luna.....	31
3.1.4 Monte Rümker, Luna.....	34
3.1.5 Monte Olimpo, Marte.....	35
3.1.6 Monte Var, Venus.....	38
3.1.7 Monte Kunapipi, Venus.....	39
3.2 Campos volcánicos sin estructura dominante.....	40
3.2.1 Segmento de las Cascadas, Tierra.....	41
3.2.2 Syria Planum y Tharsis Montes, Marte.....	45
3.2.3 Segmento de Beta-Atla-Themis, Venus.....	47

Capítulo 4. Discusión

4.1 Campos volcánicos con estructura dominante.....	51
4.1.1 Pinacate, Tierra.....	51
4.1.2 Mauna Kea, Tierra.....	53
4.1.3 Marius Hills, Luna.....	53
4.1.4 Monte Rümker, Luna.....	55
4.1.5 Monte Olimpo, Marte.....	56
4.1.6 Monte Var, Venus.....	56
4.1.7 Monte Kunapipi, Venus.....	57
4.1.8 Comparación entre campos volcánicos con estructura dominante en los cuatro cuerpos del Sistema Solar.....	58
4.2 Campos volcánicos sin estructura dominante.....	60

4.2.1 Segmento de las Cascadas, Tierra.....	60
4.2.2 Syria Planum y Tharsis Montes, Marte.....	61
4.2.3 Segmento de Beta-Atla-Themis, Venus.....	62
4.2.4 Comparación entre campos volcánicos sin estructura dominante en los diferentes planetas.....	63
Capítulo 5. Conclusiones	
5.1 Conclusiones.....	65
Literatura citada.....	66
Anexos.....	72

Lista de figuras

Figura		Página
1a	Clasificación del vulcanismo acorde a su distribución espacial. Vulcanismo centralizado (ej. Popocatépetl, Tierra).....	1
1b	Clasificación del vulcanismo acorde a su distribución espacial. Vulcanismo distribuido con estructura dominante (ej. Monte Olimpo, Marte).....	1
1c	Clasificación del vulcanismo acorde a su distribución espacial. Vulcanismo distribuido sin estructura dominante (ej. Syria Planum, Marte).....	1
2a	Diques radiales y centros eruptivos en los flancos bajo esfuerzos horizontales diferenciales (modificado de Nakamura, 1977).....	3
2b	Zonas de ruptura de un volcán joven casi paralelas a las zonas de ruptura de un volcán preexistente (modificado de Fiske, 1972).....	3
2c	Cambio en la orientación de los diques dependiendo de la orientación de los esfuerzos compresivos principales y el ambiente tectónico relacionado (modificado de Le Corvec et al., 2013).....	3
2d	Cambio en la orientación de los diques dependiendo de la orientación de los esfuerzos compresivos principales y el ambiente tectónico relacionado (modificado de Le Corvec et al., 2013).....	3
2e	Cambio en la orientación de los diques dependiendo de la orientación de los esfuerzos compresivos principales y el ambiente tectónico relacionado (modificado de Le Corvec et al., 2013).....	3
3	Diagrama esquemático de un sistema magmático mostrando la teoría de interacción de fracturas de Takada 1994. En el rectángulo de la izquierda se muestra el diagrama de esfuerzos diferenciales ($\Delta\sigma$) regionales contra profundidad. Caso 1: $\Delta\sigma$ pequeños, caso 2: $\Delta\sigma$ varían con la profundidad y caso 3: $\Delta\sigma$ grandes.....	4

4a	Distribución de las zonas de ruptura en diferentes volcanes en la Tierra. Las zonas de ruptura (diques) presentan una configuración radial. (Modificado de Stark, 1938).....	15
4b	Distribución de las zonas de ruptura en diferentes volcanes en la Tierra. Las zonas de ruptura (diques) presentan una configuración radial (Modificado de Carracedo, 1994).....	15
4c	Distribución de las zonas de ruptura en diferentes volcanes en la Tierra. Las zonas de ruptura (diques) presentan una configuración radial, en el volcán Fernandina además se tienen diques con una configuración concéntrica cerca del cráter (Modificado de Chadwick y Howard, 1991).....	15
4d	Los diques de los volcanes de la isla de Hawaii están influenciados por los esfuerzos gravitacionales que ejercer los volcanes preexistentes sobre los más jóvenes (Modificado de Fiske y Jackson, 1972).....	15
4e	Las zonas de ruptura de los volcanes en el Rift del Este de África siguen la orientación de los esfuerzos regionales en el área, siendo perpendiculares al esfuerzo mínimo compresivo (σ_3) (Wadge y Burt, 2011).....	15
4f	La dirección de las zonas de ruptura del volcán el Pinacate evidencian el cambio del campo de esfuerzos en la región.....	15
5a	Influencia del factor de suavizado en la FDP. a) Ejemplo de la influencia de un valor factor de suavizado intermedio. Modificado de Cañón Tapia (2013).....	24
5b	Influencia del factor de suavizado en la FDP. b) Ejemplo de la influencia de un valor factor de suavizado bajo. Modificado de Cañón Tapia (2013).....	24
5c	Influencia del factor de suavizado en la FDP. c) Ejemplo de la influencia de un valor factor de suavizado alto. Modificado de Cañón Tapia (2013).....	24
6	Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el volcán El Pinacate, Tierra. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.....	29
7	Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el volcán Mauna Kea, Tierra. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.....	31

8	Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el volcán Marius Hills, Luna. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.....	33
9	Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el volcán Rümker, Luna. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.....	35
10	Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el Monte Olimpo, Marte. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.....	37
11	Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el Monte Var, Venus. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.....	39
12	Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el Monte Kunapipi, Venus. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.....	40
13	Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el área de las Cascadas, Tierra. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.....	44
14	Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el área en Syria Planum y Tharsis Montes, Marte. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.....	47
15	Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el área en Beta-Atla-Themis, Venus. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.....	50
16a	Mapa de contornos de densidad para el área del Pinacate para un valor del factor de suavizado de 1.....	52
16b	Porción del mapa de la profundidad de la isoterma de Curie en noroeste de México y suroeste de EUA de Campos-Enríquez et al. (2019). Los triángulos muestran las ubicaciones de las estaciones sismológicas. El rectángulo negro enmarca la zona del Pinacate (color azul) delineada por el límite del mapa de densidad para valores del factor de suavizado de 1.....	52

16c	Mapa de contornos de densidad para el área del Pinacate para un valor del factor de suavizado de 2.....	52
16d	Porción del mapa de anomalía magnética total para el noroeste de México y suroeste de EUA de Campos-Enríquez et al. (2019). El rectángulo rojo enmarca la zona del pinacate delineada por el límite del mapa de densidad para valores del factor de suavizado de 2.....	52
17a	Comparación entre los resultados del método estadístico para el volcán Mauna Kea y las zonas de ruptura reportadas por Fiske y Jackson (1972). Mapa de contornos de densidad para el área del Pinacate para un valor del factor de suavizado de 1.....	53
17b	Comparación entre los resultados del método estadístico para el volcán Mauna Kea y las zonas de ruptura reportadas por Fiske y Jackson (1972). Los diques de los volcanes de la isla de Hawaii están influenciados por los esfuerzos gravitacionales que ejercer los volcanes preexistentes sobre los más jóvenes (Modificado de Fiske y Jackson, 1972).....	53
18a	Mapa de anomalía de aire libre de Kiefer (2013). Los círculos blancos muestran las localizaciones de las dos anomalías norte y sur.....	55
18b	Mapa de contornos de densidad de Marius Hills para un valor de suavizado de 22 con la ubicación de las dos anomalías modeladas por Kierfer (2013).....	55
19a	Grupo de volcanes que presentan una configuración radial de las zonas de ruptura combinada con la influencia de los esfuerzos regionales. Mauna Kea, Tierra (Cn= 1).....	59
19b	Grupo de volcanes que presentan una configuración radial de las zonas de ruptura combinada con la influencia de los esfuerzos regionales. Monte Kunapipi, Venus (Cn= 2).....	59
19c	Grupo de volcanes que presentan una configuración radial de las zonas de ruptura combinada con la influencia de los esfuerzos regionales. Monte Var, Venus (Cn= 3).....	59
20a	Grupo de volcanes que presentan una configuración concéntrica de las zonas de ruptura, determinada por los esfuerzos magmáticos. Monte Olimpo, Marte (Cn= 30).....	59

20b	Grupo de volcanes que presentan una configuración concéntrica de las zonas de ruptura, determinada por los esfuerzos magmáticos. Monte Rümker, Luna (Cn= 5).....	59
21a	Grupo de volcanes que presentan una configuración de las zonas de ruptura determinada por los esfuerzos regionales. Pinacate, Tierra (Cn= 1).....	60
21b	Grupo de volcanes que presentan una configuración de las zonas de ruptura determinada por los esfuerzos regionales. Marius Hills, Luna (Cn= 9).....	60
22	El Pinacate, Tierra. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de Cn= 1.....	72
23	El Pinacate, Tierra. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de Cn= 2.....	72
24	El Pinacate, Tierra. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de Cn= 7.5.....	73
25	Mauna Kea, Tierra. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de Cn= 1.....	73
26	Mauna Kea, Tierra. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de Cn= 3.....	74
27	Mauna Kea, Tierra. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de Cn= 6.....	74
28	Monte Rümker, Luna. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de Cn= 4.....	75
29	Monte Rümker, Luna. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de Cn= 7.....	75
30	Marius Hills, Luna. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de Cn= 5.....	76
31	Marius Hills, Luna. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de Cn= 11.....	76

32	Marius Hills, Luna. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 22$	77
33	Monte Olimpo, Marte. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 10$	77
34	Monte Olimpo, Marte. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 40$	78
35	Monte Olimpo, Marte. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 120$	78
36	Monte Var, Venus. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 2$	79
37	Monte Var, Venus. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 4$	79
38	Monte Var, Venus. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 14$	80
39	Monte Kunapipi, Venus. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 3$	80
40	Monte Kunapipi, Venus. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 5$	81
41	Monte Kunapipi, Venus. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 25$	81
42	Porción de la zona de las Cascadas, Tierra. Los triángulos negros representan a los volcanes monogenéticos de la zona y los rojos son los volcanes poligenéticos. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 5$	82
43	Porción de la zona de las Cascadas, Tierra. Los triángulos negros representan a los volcanes monogenéticos de la zona y los rojos son los volcanes poligenéticos. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 14$	82

44	Porción de la zona de las Cascadas, Tierra. Los triángulos negros representan a los volcanes monogenéticos de la zona y los rojos son los volcanes poligenéticos. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 24$	83
45	Porción de la zona Syria Planum y Tharsis Montes, Marte. Los triángulos representan a los centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 20$	83
46	Porción de la zona Syria Planum y Tharsis Montes, Marte. Los triángulos representan a los centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 90$	84
47	Porción de la zona Syria Planum y Tharsis Montes, Marte. Los triángulos representan a los centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 300$	84
48	Porción de la zona Beta-Atla-Themis, Venus. Los triángulos representan a los centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 30$	85
49	Porción de la zona Beta-Atla-Themis, Venus. Los triángulos representan a los centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 150$	85
50	Porción de la zona Beta-Atla-Themis, Venus. Los triángulos representan a los centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 250$	86

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Número de centros eruptivos y área de cada uno de los campos volcánicos con estructura dominante.....	27
2	Número de centros eruptivos y área de cada uno de los campos volcánicos sin estructura dominante.....	41

Capítulo 1. Introducción

Con base en su distribución espacial, la actividad volcánica se puede presentar de dos maneras: vulcanismo centralizado (todo el magma extruido sale por un solo conducto; Figura 1a) y vulcanismo distribuido (los conductos por los que sale el magma a la superficie se encuentran repartidos en un área; Figuras 1b y 1c).

Cada conducto que transporta magma a la superficie puede generar una estructura volcánica, incluyendo: flujos y domos de lava, conos de ceniza o escoria, maars, anillos de toba, escudos o estrato volcanes. Un conjunto de estructuras volcánicas esparcidas por un área representa entonces una expresión de vulcanismo distribuido, y en algunos casos; dicha expresión de vulcanismo recibe el nombre de campo volcánico. De forma cotidiana el término “campo volcánico” se utiliza para describir un grupo de volcanes monogénéticos (generados por una sola erupción), aunque en un sentido más general también puede usarse para describir a un grupo de volcanes poligenéticos (generados por más de una erupción) o, a un grupo mezclado, de volcanes monogénéticos y poligenéticos. Debido a la flexibilidad con la que se usa ese término, no es extraño encontrar que el número de volcanes en un campo volcánico varía de 20 o menos hasta más de 1000, y pueden llegar a cubrir áreas de un poco menos que 100 km² hasta mayores a 1000 km² (Valentine y Connor, 2015).

Settle (1979) identificó en algunas zonas de la Tierra dos tipos de campos volcánicos formados por grupos de conos de ceniza. El primer tipo lo describió como los conos que se encuentran en los flancos de volcanes más grandes (campos de conos de volcán) (Figura 1b), y al segundo grupo lo identificó como campos de conos que ocurren en terrenos relativamente planos (campos de conos de plataforma; Figura 1c).

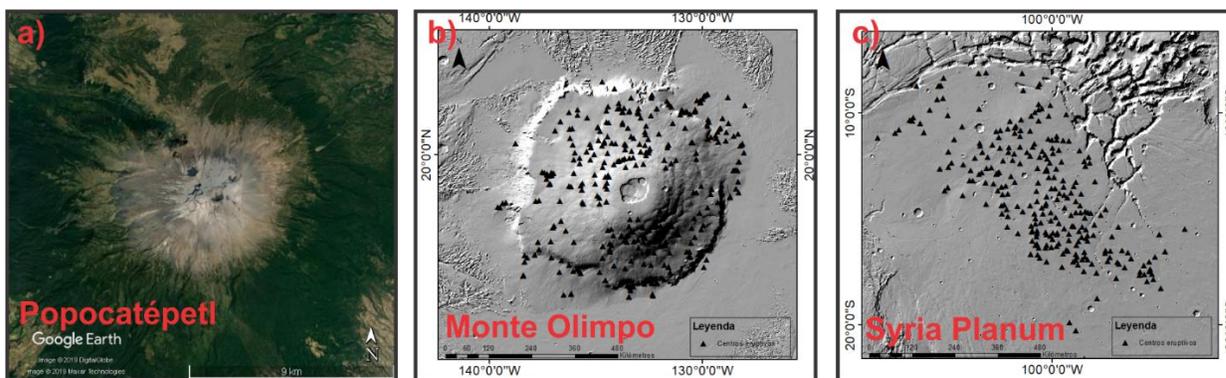


Figura 1. Clasificación del vulcanismo acorde a su distribución espacial. a) Vulcanismo centralizado (ej. Popocatépetl, Tierra), b) Vulcanismo distribuido con estructura dominante (ej. Monte Olimpo, Marte) y c) Vulcanismo distribuido sin estructura dominante (ej. Syria Planum, Marte).

En este estudio se considerarán campos volcánicos de los dos tipos descritos por Settle, aunque en este trabajo los campos de conos de un volcán serán llamados campos con una estructura dominante, mientras que los campos de conos de plataforma serán referidos como campos volcánicos sin estructura dominante. Cuando las estructuras pequeñas se encuentran todas encima de la estructura dominante, el área de influencia del vulcanismo coincide con el área ocupada por la estructura principal. En este escenario, los volcanes pequeños se han denominado volcanes parásitos (Nakamura, 1977).

La distribución del vulcanismo está regida por diferentes procesos físicos a diferentes escalas. A escala global anomalías térmicas en el manto de un planeta juegan un papel importante en la concentración de los volcanes en una cierta área. Así, la extensión de la actividad volcánica de un grupo de campos volcánicos se correlaciona con la estructura del manto a profundidad (Cañón-Tapia, 2015). A escala regional, características como espesores corticales (Mazzarini, Ferrari e Isola, 2010), y los esfuerzos tectónicos regionales que fracturan a las rocas (no magmáticos) son importantes (Nakamura, 1977; Figura 2a). A escala local, heterogeneidades en la base de emplazamiento de un edificio volcánico (Walter y Troll 2003,) o el emplazamiento en la cercanía de otros edificios volcánicos puede afectar la distribución del vulcanismo (Fiske, 1972; Figura 2b).

La interacción de estos procesos, a nivel profundo y somero en la litósfera, genera la distribución de estructuras volcánicas. En otras palabras, la distribución espacial de centros eruptivos en un campo volcánico representa influencias combinadas de las fuentes magmáticas, el sistema de extracción de dicho magma y el campo de esfuerzos tectónicos (Le Corvec et al., 2013, Figura 2).

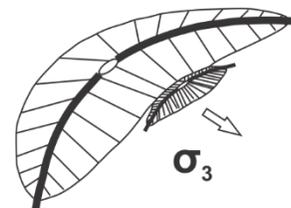
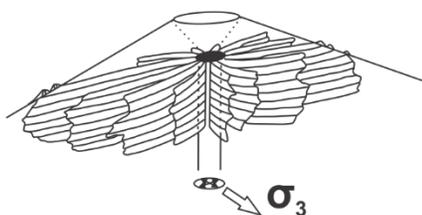
Los campos volcánicos pueden presentarse en ambientes tectónicos de subducción, rift e intraplaca (Valentine y Connor, 2015) y por la misma razón el vulcanismo distribuido constituye una parte importante del vulcanismo global. Cañón-Tapia (2015), entre un total de 1184 y 1091 sistemas volcánicos con edad del Holoceno, identificó entre 240 y 333 campos volcánicos. La diferencia en número de campos volcánicos identificados depende de la forma exacta en la que se define un campo volcánico, que como se mencionó anteriormente, tiene una cierta flexibilidad en la literatura.

En el mismo trabajo, Cañón-Tapia diferenció los campos volcánicos por su ambiente tectónico, mostrando que aproximadamente el 50 % del vulcanismo intraplaca ocurre en campos volcánicos, un tercio de los sistemas volcánicos de rifts y aproximadamente el 10 % de los sistemas volcánicos de las zonas de subducción forman campos volcánicos. También observó que muchos de los campos volcánicos se encuentran en las zonas de deformación difusa que caracterizó Gordon (1998). En su trabajo Gordon

describe a las zonas de deformación difusa como límites de placa difusos, o en ciertas zonas como límites de placas amplios las cuales cubren el 15 % de la superficie de la Tierra. Gordon las define como zonas donde la tasa de deformación puede llegar a ser hasta aproximadamente 10^{-8} /año lo que es cerca de 25 veces más grande que las tasas de deformación en escenarios intraplaca estables, pero cerca de 600 veces más pequeños que en los límites de placa estrechos. Estas zonas pueden ser lugares de transición entre límites de placa y los ambientes intraplaca estables. También pueden ser definidas como deformación intraplaca o como límites de placa difusos porque marcan límites de escenarios intraplaca más estables.

Control estructural por medio del campo de esfuerzos local

- a) Diques radiales en un volcán con centros eruptivos en los flancos b) Orientación de las zonas de ruptura de un volcán joven



Control estructural por medio del campo de esfuerzos regional

- c) Ambiente compresional

- d) Ambiente transformante

- e) Ambiente extensional

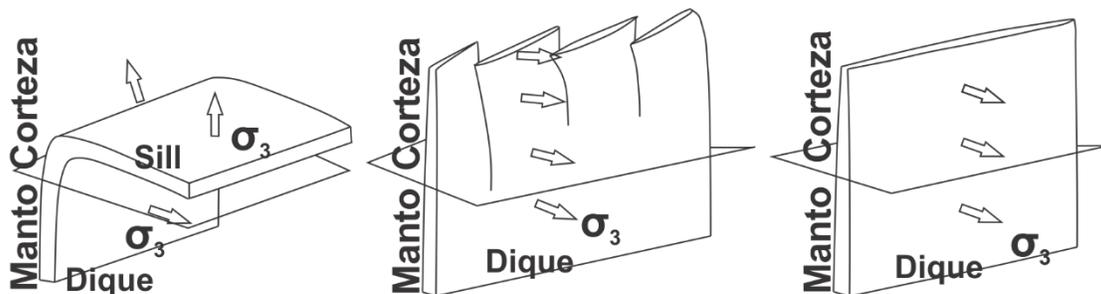


Figura 2. Control estructural del vulcanismo a diferentes escalas. a) Diques radiales y centros eruptivos en los flancos bajo esfuerzos horizontales diferenciales (modificado de Nakamura, 1977). b) Zonas de ruptura de un volcán joven casi paralelas a las zonas de ruptura de un volcán preexistente (modificado de Fiske, 1972). c), d) y e) Cambio en la orientación de los diques dependiendo de la orientación de los esfuerzos compresivos principales y el ambiente tectónico relacionado (modificado de Le Corvec et al., 2013).

El vulcanismo que forma campos volcánicos, a pesar de que se encuentra en diferentes zonas del planeta y de la gran cantidad de campos volcánicos, no se ha estudiado ampliamente en comparación con volcanes compuestos, debido a que el área que abarcan es de cientos de kilómetros cuadrados. Por lo anterior, es claro que la logística que se necesita para estudiar un campo volcánico es mucho más complicada en comparación por ejemplo con un estratovolcán o un volcán escudo. Esto lleva a que no existan datos de campo suficientes de la mayoría de los campos volcánicos. Sin embargo, hay características relativamente fáciles de documentar que pueden proveer pistas relacionadas con procesos físicos de formación de campos volcánicos.

Por ejemplo, Takada (1994) plantea un modelo (Figura 3) en el cual propone que existe una relación entre la morfología de los volcanes con el marco tectónico y la tasa de producción de magma. En su modelo Takada dice que los volcanes poligenéticos se localizan en regiones con una alta tasa de emisión de magma y pequeños esfuerzos diferenciales, mientras que los campos volcánicos monogenéticos se desarrollan en regiones de baja tasa de emisión de magma y/o altos esfuerzos diferenciales. Además, existen áreas donde pueden coexistir estos dos tipos del vulcanismo y, esto indica que existió una variación en los esfuerzos diferenciales o en la tasa de emisión de magma. Estos tipos de procesos físicos darán como resultado diferentes morfologías en la formación de campos volcánicos.

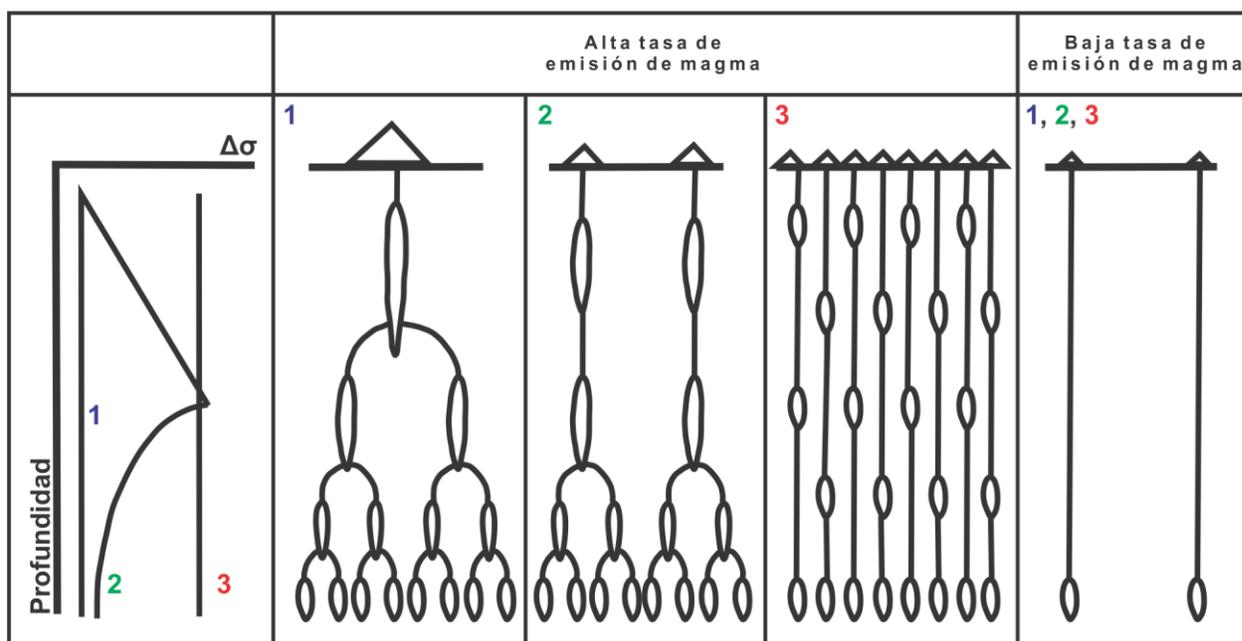


Figura 3. Diagrama esquemático de un sistema magmático mostrando la teoría de interacción de fracturas de Takada 1994. En el rectángulo de la izquierda se muestra el diagrama de esfuerzos diferenciales ($\Delta\sigma$) regionales contra profundidad. Caso 1: $\Delta\sigma$ pequeños, caso 2: $\Delta\sigma$ varían con la profundidad y caso 3: $\Delta\sigma$ grandes.

Otras características que pueden ser influenciadas por los mismos procesos físicos incluyen los volúmenes, agrupaciones y alineaciones de las estructuras volcánicas, así como el área de extensión del campo volcánico. Los estilos de erupciones están dirigidos principalmente por la expansión de volátiles que estaban originalmente disueltos en el magma (Valentine y Connor, 2015). De la manera más general, en la mayoría de los magmas la cantidad de volátiles aumenta conforme aumenta el contenido de sílice en un magma, por lo que la solubilidad del agua, por ejemplo, es mayor en magmas ricos en sílice (riolita) que en pobres en sílice (basalto) a presiones equivalentes (Wallace y Anderson, 2000).

La variación composicional se puede identificar en las estructuras volcánicas ya que, si en un campo volcánico se tienen estructuras con topografía positiva como conos de ceniza, existe la posibilidad que se haya formado a partir de un magma basáltico, debido a que los conos de ceniza se forman a partir de erupciones de magmas con un contenido de agua bajo (relación agua/magma bajo). En estas erupciones, los fragmentos de roca y ceniza son expulsados para después ser depositados cerca de la ventila, formando un cono con pendiente de 33 ° en promedio. En cambio, si predomina un magma más rico en sílice, las estructuras más comunes podrían ser domos de lava. Los domos de lava se forman a partir de erupciones efusivas donde el magma presenta un alto contenido de sílice, haciendo al magma más viscoso y generando estructuras circulares que no se extienden muy lejos del lugar de la erupción (de Silva y Lindsay, 2015).

La relación entre las diferencias de volúmenes de magma extruido, así como las agrupaciones de estructuras volcánicas indican heterogeneidades que pueden ser a niveles profundos (mantélicos) o someros (corticales). Las agrupaciones de centros eruptivos en los campos volcánicos sugieren además que las tasas de actividad varían en el campo y pueden cambiar a través del tiempo (Valentine y Connor, 2015).

Los métodos de estudio principales para determinar agrupaciones son parte del análisis de distribución espacial. Dichos métodos consideran el arreglo de las características puntuales con el ambiente geológico y un modelo estadístico (Le Corvec et al., 2013). En cuanto a las alineaciones, éstas proveen información acerca del campo de esfuerzos, tanto el tectónico como el local. El análisis de alineamientos, el cual consiste en la identificación de puntos en una población de centros eruptivos en un campo volcánico que con cierta tolerancia formen una línea recta, ayuda a comprender el transporte estructural del magma a la superficie. Estos alineamientos se evalúan para su significado geológico, especialmente si son o no causados por fracturas (Le Corvec et al., 2013). Finalmente, el área de extensión de un campo volcánico podría proveer información importante acerca de la naturaleza y comportamiento de la fuente y/o sistema

de extracción magmática ya que la forma envolvente de un campo volcánico está determinada por un número de procesos, incluyendo la duración de la actividad volcánica y la geometría de la fuente.

Un campo volcánico crece lateralmente en lugar de formar un edificio en un solo lugar. Los límites espaciales de un campo volcánico se definen hasta donde existan edificios volcánicos, conos de escoria o flujos de lava. Runge et al. (2015) evaluaron la definición de los límites de dos campos volcánicos ajustándolos a diferentes áreas por distintos métodos, dejando ver que la elección del área de influencia de un campo volcánico no es una decisión arbitraria. En resumen, es claro que mediante un análisis morfológico de las estructuras del campo volcánico se puede determinar la composición química en general, el contenido de volátiles y en circunstancias favorables se puede obtener información respecto a la edad relativa de las estructuras. Además, es posible constreñir algunas características del material a profundidad durante el tiempo de actividad del campo volcánico.

La formación de campos volcánicos no está restringida a la Tierra, ya que se han reportado campos volcánicos en otros cuerpos del Sistema Solar, como la Luna, Marte, Venus y el satélite de Júpiter, Ío (Addington, 2000, Spudis et al., 2013, Bleacher et al., 2009). Debido a que hasta este momento es imposible acceder a mediciones directas de composiciones químicas o minerales de las rocas en otros planetas, tampoco existen datos de ese tipo en los campos volcánicos que se encuentran fuera de la Tierra. Sin embargo, casi todos los aspectos morfológicos mencionados anteriormente son susceptibles de ser documentados en todos esos lugares. Así, por medio de los análisis de distribución espacial de estructuras volcánicas se puede llegar a comprender mejor la naturaleza de estas áreas con actividad volcánica.

De hecho, una manera de ayudar a comprender el vulcanismo distribuido en general es estudiando este proceso en otros planetas o satélites, donde al igual que en nuestro planeta este fenómeno se ha reconocido. Por ejemplo, en la Luna se han documentado volcanes escudo equivalentes a los que se encuentran en la Tierra, Marte y Venus, con volcanes parásitos en la superficie (Spudis et al., 2013). Addington (2001) reportó una serie de campos volcánicos en distintas locaciones de la superficie de Venus. En Marte, se han detectado campos volcánicos en diferentes lugares del planeta (Sakimoto, 2008), con trabajos más específicos de campos volcánicos ubicados en la provincia de Tharsis (Bleacher, 2009; Richardson, 2016).

Otra razón por la que es viable el estudio de campos volcánicos en otros cuerpos es que en la Tierra la vegetación, la erosión y la actividad humana pueden ocultar algunos centros eruptivos, haciéndolos difícil de reconocer por medio de percepción remota. Así, la utilización de métodos de análisis estadístico en el

estudio de la distribución de vulcanismo y su interpretación relacionada a procesos geológicos es una herramienta útil, especialmente en lugares donde no se ha podido estudiar in situ.

1.1 Hipótesis

A pesar de las diferencias geológicas que existen entre Venus, Marte, Luna y Tierra, éstos presentan al vulcanismo distribuido como un rasgo en común, lo que hace factible su comparación. El contraste entre patrones de distribución de vulcanismo distribuido en diferentes cuerpos puede aportar pistas en la comprensión del vulcanismo.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Identificar patrones de agrupamiento de vulcanismo distribuido en los planetas y el satélite seleccionados con el fin de describir y explicar el proceso al que se le atribuyen estas características.

1.2.2 Objetivos específicos

1. Identificar rasgos volcánicos en las áreas de estudio seleccionadas en cada cuerpo, especialmente en Venus, Marte y Luna.
2. Reconocer por medio del método kernel patrones de agrupamientos y vincularlos a diferentes procesos tectónicos y endógenos.
3. Comparar los patrones de distribución de volcanes en los diferentes planetas y el satélite seleccionados para encontrar diferencias y similitudes entre ellos que tengan una implicación geológica.

1.3 Antecedentes

1.3.1 Estructuras geológicas en campos volcánicos

Alineamientos de rasgos volcánicos determinan los conductos alimentadores son comunes en campos volcánicos y volcanes escudo. Los alineamientos y las estructuras relacionadas se utilizan para inferir la presencia y orientación de diques y/o grupos de diques subsuperficiales. Estos diques ayudan a determinar la orientación de los esfuerzos que afectaron un área, así como a inferir los mecanismos de intrusiones de diques someros en áreas volcánicas activas. Para determinar si existe un alineamiento se necesitan más de dos puntos (centros eruptivos) que se encuentran en la misma línea. Una vez que se han reconocido los alineamientos, éstos se evalúan para determinar su significado geológico y si son o no, causados por fracturas (Le Corvec et al., 2013). Una explicación para el agrupamiento de conductos es que el abastecimiento de magma varía a través de todo el campo volcánico debido a fusión parcial por cambios termoquímicos o geoquímicos del manto. El magma en estos lugares se puede generar por una extensión o calentamiento episódico (Connor y Conway, 2000).

Una explicación para la existencia de conductos volcánicos a lo largo de fallas es que durante el ascenso un dique puede abandonar su camino perpendicular al esfuerzo mínimo principal por uno de energía más eficiente a lo largo de una falla o diaclasa preexistente. Fallas y diques están relacionados porque los procesos que los generan tienen un rol similar en el acomodo de esfuerzos corticales, por deslizamiento en fallas, o incrementando el volumen cortical total en caso de diques. El comportamiento lineal o casi lineal de las erupciones a lo largo del tiempo, disminuyendo el número de centros eruptivos conforme pasa el tiempo, sugiere que existe una conexión entre la tasa de deformación cortical y la actividad volcánica. Si la tasa de deformación cortical es uniforme por un largo periodo de tiempo y los fundidos de son producidos por extensión, entonces debe de existir una relación directa entre la tasa deformación cortical y la tasa de volumen de erupción (Connor y Conway, 2000).

Una aplicación de la relación que existe entre la deformación cortical y deformación causada por la actividad volcánica está dada por el trabajo realizado por Alaniz-Alvarez et al. (1998), donde muestran como las diferencias de deformación locales controlan el tipo de vulcanismo en el Cinturón Volcánico Transmexicano. En la zona, el vulcanismo poligenético está alineado a estructuras de baja tasa de desplazamiento, mientras que los alineamientos de volcanes monogenéticos son paralelos a estructuras de una alta tasa de desplazamiento. En el trabajo, los autores concluyen que el vulcanismo poligenético y

el monogénico pueden existir bajo el mismo campo de esfuerzos diferenciales, debido al control aportado por la deformación local.

1.3.2 Distribución del vulcanismo como indicador de esfuerzos

Diversos trabajos han explicado mecanismos que afectan el campo de esfuerzos en las zonas volcánicas y cómo influyen en la distribución de las estructuras volcánicas involucradas. Nakamura (1977) propuso que los procesos volcánicos que fracturan las rocas están relacionados a esfuerzos regionales no magmáticos que actúan en la región volcánica. Uno de estos procesos son las erupciones de flancos que se explican como la manifestación en superficie de la formación de diques radiales alrededor de un conducto vertical y central de volcanes poligénicos. Fiske (1972) postula que la distribución de la propagación de diques está muy influenciada por los esfuerzos gravitacionales de los edificios volcánicos debido a su emplazamiento somero, ejemplificando con la cadena de volcanes en Hawaii. Volcanes escudo que no se encuentran emplazados cerca de otros (como Kauai) tienen diques que no se agrupan en alguna dirección específica. En cambio, los diques de otros volcanes como el Kilauea se inclinan hacia los volcanes preexistentes que están cerca de ellos debido a la fuerza de gravedad que éstos ejercen sobre el nuevo volcán. Este efecto muestra que la gravedad causa un esfuerzo tensional en la estructura volcánica en dirección de la inclinación de la superficie basal.

Cuando la de gravedad es la única fuerza que actúa sobre volcanes entonces no se espera que se muestre ningún cambio en la tendencia de los diques, manteniendo una configuración radial. Sin embargo, el esfuerzo regional independiente de la presión del magma puede ser el resultado de la combinación de la fuerza gravitacional y, el esfuerzo tectónico (Nakamura, 1977).

Walter y Troll (2003) realizaron experimentos donde muestran que esfuerzos locales generados por heterogeneidades en la base del desarrollo de un cuerpo volcánico pueden desviar el desarrollo de flancos de un volcán y con esto, el de los diques por los cuales va creciendo el edificio. Por tal motivo, los esfuerzos locales también deben ser tomados en cuenta. Estos mismos principios básicos se pueden aplicar al caso de vulcanismo distribuido en general.

1.3.3 Comparación del vulcanismo entre planetas y satélites del Sistema Solar

Se han realizado estudios sobre la distribución del vulcanismo en planetas y satélites del Sistema Solar, los cuales han tenido diferentes enfoques. El fin de estos trabajos ha sido caracterizar el vulcanismo en las diferentes áreas de estudio. Los estudios que se citan a continuación sirven como una referencia de lo que se ha hecho en esta área del conocimiento.

En 2009, Shockey analizó la relación espacial de volcanes en campos de volcanes escudo en Venus y la Luna, comparándolos con campos monogenéticos de volcanes escudo en la Tierra. Shockey llegó a la conclusión que las diferencias entre las distribuciones de los campos volcánicos en la Luna y Venus se deben a que en la Luna intervienen múltiples fuentes de magma en el origen de un solo campo, mientras que en Venus los campos volcánicos son alimentados por una sola fuente. Las conclusiones de Shockey son válidas solo para el vulcanismo distribuido con una estructura dominante, y no es posible extrapolarlas para otros tipos de vulcanismo distribuido. Esto debido a que los límites de este vulcanismo están marcados por la estructura del volcán escudo o muy cerca de ella, lo que es diferente en el caso del vulcanismo distribuido sin estructura dominante. El trabajo de esta tesis complementa las observaciones hechas por Shockey.

Miller (2012) estudió campos de escudo y planicies de escudo en Venus, examinando los agrupamientos y su contribución a los procesos de renovación de la superficie venusiana. Para lograrlo, utilizó las relaciones estratigráficas de los campos de escudo y las planicies escudo con las unidades geológicas que se encuentran en cada área de estudio y, además, utilizó la densidad espacial de los escudos. Con base en lo anterior Miller demostró que los campos escudo y las planicies escudo son dos unidades geológicas diferentes.

El trabajo de Miller (2012) es una base para distinguir entre dos unidades que caracterizan la superficie de Venus, a partir de las distribuciones de los centros eruptivos. Sin embargo, este trabajo se enfoca en el vulcanismo distribuido de Venus por lo que sus conclusiones no ayudan a entender ese tipo de vulcanismo en otros planetas.

Un estudio de la distribución espacial de grupos de centros eruptivos en la Tierra, Marte y Venus fue realizado por Richardson en 2016. En su estudio Richardson analizó el vulcanismo distribuido en 20 grupos de volcanes modelando la densidad de centros eruptivos para cada grupo por medio del método de

Estimación Kernel de Densidad (KDE) utilizando una distribución normal bivariada para identificar los cambios del vulcanismo distribuido en cada planeta y establecer sus diferencias.

Con el método mencionado, Richardson obtuvo la orientación de alargamiento de cada grupo asociándolo a características litosféricas o de la región de la fuente del magma. Aunque este trabajo es parecido al reportado en los capítulos siguientes, las áreas usadas para la comparación entre diferentes planetas son diferentes, por lo que ambos trabajos se complementan.

1.3.4 Análisis estadísticos de la distribución espacial en zonas volcánicas

En vulcanología se han utilizado métodos estadísticos para el estudio de patrones de distribución espacial de rasgos volcánicos. Se han aplicado a diferentes escalas, desde análisis de rasgos en un solo volcán hasta estudios geodinámicos globales. Estos métodos son adecuados para estudiar patrones de distribución tanto en la Tierra como en otros planetas, donde además se tiene la ventaja de una mejor definición por la ausencia de una cobertura vegetal.

Un ejemplo del uso de funciones estadísticas para el análisis de campos volcánicos es el trabajo que realizaron Le Corvec et al. (2013); con el fin de determinar las contribuciones de diferentes procesos (mantélicos, campo de esfuerzos tectónicos y estructuras corticales preexistentes) que formaron 37 campos volcánicos en la Tierra. Al analizar las similitudes y diferencias que controlan su generación, ellos examinaron la distribución de centros volcánicos utilizando el método del vecino más cercano de Poisson (PNN, por sus siglas en inglés), mostrando que la mayoría de los campos tiene una distribución espacial agrupada de sus centros eruptivos. Los autores explicaron diferencias entre campos volcánico con base en el campo de esfuerzos locales.

Otros ejemplos de utilización de funciones estadísticas en vulcanología están dados por Cañón-Tapia y Mendoza-Borunda (2014) y Cañón-Tapia (2014) quienes utilizaron un método kernel para estudiar la distribución de rasgos volcánicos en la Tierra y en Venus respectivamente. En su trabajo Cañón-Tapia y Mendoza-Borunda (2014) basan el análisis de contornos de densidad que obtuvieron con el kernel de Fisher. Concluyen que la distribución de vulcanismo permite identificar los rasgos más distintivos con significado tectónico en la Tierra, y sugieren que el método tiene potencial de proveer indicios de rasgos tectónicos en otros planetas. Con base en el trabajo anterior, Cañón-Tapia (2014) analizó la distribución

de los rasgos volcánicos de Venus utilizando la misma herramienta que en el trabajo de la Tierra, identificando dos patrones principales de vulcanismo, uno que marca una distribución más localizada y de mayor tamaño, y un vulcanismo más homogéneamente distribuido. Como se puede ver en estos tres ejemplos, los métodos estadísticos ayudan a comprender procesos magmáticos a diferentes escalas.

En este trabajo se analiza la distribución espacial de centros eruptivos en campos volcánicos con estructura dominante y en campos volcánicos sin estructura dominante en cuatro cuerpos del Sistema Solar. A partir del análisis estadístico se determinan características del sistema volcánico que alimenta el magma en la superficie. De esta manera, por medio de la comparación de patrones de distribución espacial y de alineamientos entre campos volcánicos localizados en la Luna, Tierra, Marte y Venus, se tratará de comprender los procesos geológicos que intervienen en este tipo de vulcanismo.

Capítulo 2. Metodología

2.1 Selección de las áreas de estudio

Con el fin de analizar los dos tipos de vulcanismo distribuido, tanto campos volcánicos con estructura dominante como campos volcánicos sin estructura dominante, se eligieron áreas de estudio que representaran a ambos tipos. Los campos volcánicos con estructura dominante se seleccionaron en cuatro cuerpos del Sistema Solar donde se tiene documentado que existen volcanes escudo con centros eruptivos encima del edificio principal: Venus, Tierra, Luna y Marte. Las tres áreas de estudio que presentan campos volcánicos sin estructura dominante tienen como característica en común que en la zona coexisten volcanes poligenéticos con campos volcánicos monogenéticos. Estas zonas están ubicadas en tres cuerpos del Sistema Solar: Venus, Tierra y Marte ya que este tipo de vulcanismo no se encuentra documentado en la Luna.

2.1.1 Campos volcánicos con estructura dominante

Un volcán escudo se caracteriza por tener pendientes bajas de alrededor de entre 4° y 8°, aunque este valor puede ser mayor. Los volcanes escudo pueden ser monogenéticos o poligenéticos; en ambos casos se encuentran contruidos principalmente de lava de composición basáltica y de depósitos piroclásticos de poco espesor. En ocasiones el material es extruido por un cráter central y en otras las erupciones ocurren en los flancos del volcán. Los depósitos de lava de los volcanes escudo pueden presentar cualquier tipo de composición desde basálticos a riolíticos. Además, existen volcanes escudos formados principalmente de depósitos piroclásticos, llamados escudos piroclásticos cuya composición también puede variar de basáltica a riolítica (de Silva y Lindsay, 2015).

Los volcanes escudo se forman en cualquier ambiente tectónico. Ejemplos de volcanes escudo en ambiente intraplaca son los volcanes de la isla de Hawaii, Erta Ale, Mount Erebus y Nyiragongo. Entre los volcanes escudo relacionados con ambientes de subducción se encuentran los volcanes Newberry y Medicine Lake en el arco de las Cascadas (de Silva y Lindsay, 2015).

Las erupciones en los flancos de los volcanes forman campos volcánicos con estructura dominante. Estos centros eruptivos pueden ser conos, domos, maars, fisuras, etc. (Settle, 1979). Los conos encima de un volcán pueden ser cubiertos por erupciones posteriores y, además, en el caso de la Tierra pueden erosionarse por medio de agentes exógenos. Por lo anterior, no todos los grandes escudos presentan centros eruptivos en sus flancos o, por lo menos no los suficientes para poder generar un análisis de distribución que ayude a describir sus características. Cuando existe un número grande de centros eruptivos encima del volcán principal, su ubicación espacial puede proveer información sobre la configuración de diques que alimentan al vulcanismo, además de una aproximación a la forma, tamaño y orientación de la cámara magmática subyacente.

Las zonas de ruptura de los volcanes escudos en la Tierra presentan diferentes configuraciones. Existen, por ejemplo, volcanes que presentan una configuración de diques radial como el volcán Bora Bora y el volcán Teide en la isla de Tenerife (Figuras 4a y 4b). Para que un volcán genere este tipo de patrón, necesita encontrarse aislado de otros grandes cuerpos ígneos y que la zona no se encuentre influenciada por los esfuerzos en la corteza.

Los escudos hawaianos (Figura 4d), tienen un cráter en la cima y zonas de ruptura bien definidas en las cuales se concentran las erupciones. La configuración de los diques en los volcanes Hawaianos está influenciada por los volcanes preexistentes (Fiske y Jackson, 1972). En cambio, algunos de los volcanes escudo de las islas de las Galápagos presentan un patrón de diques circular cerca de la caldera y radial en los flancos (Figura 4c) (Chadwick y Howard, 1991).

En otros volcanes, el campo de esfuerzos tectónicos predomina sobre el campo de esfuerzos locales (mágmaticos) en la configuración de las zonas de ruptura en los volcanes. Ejemplos son los volcanes Nyamuragira y Nyiragongo en el Rift del Este de África (Figura 4e), donde las zonas de ruptura tienen dirección perpendicular al esfuerzo mínimo compresivo (σ_3) de la zona. Otro ejemplo es el volcán el Pinacate (Figura 4f) cuyas zonas de ruptura reflejan cambios en el campo de esfuerzos a lo largo de la historia de la zona donde está emplazado el volcán.

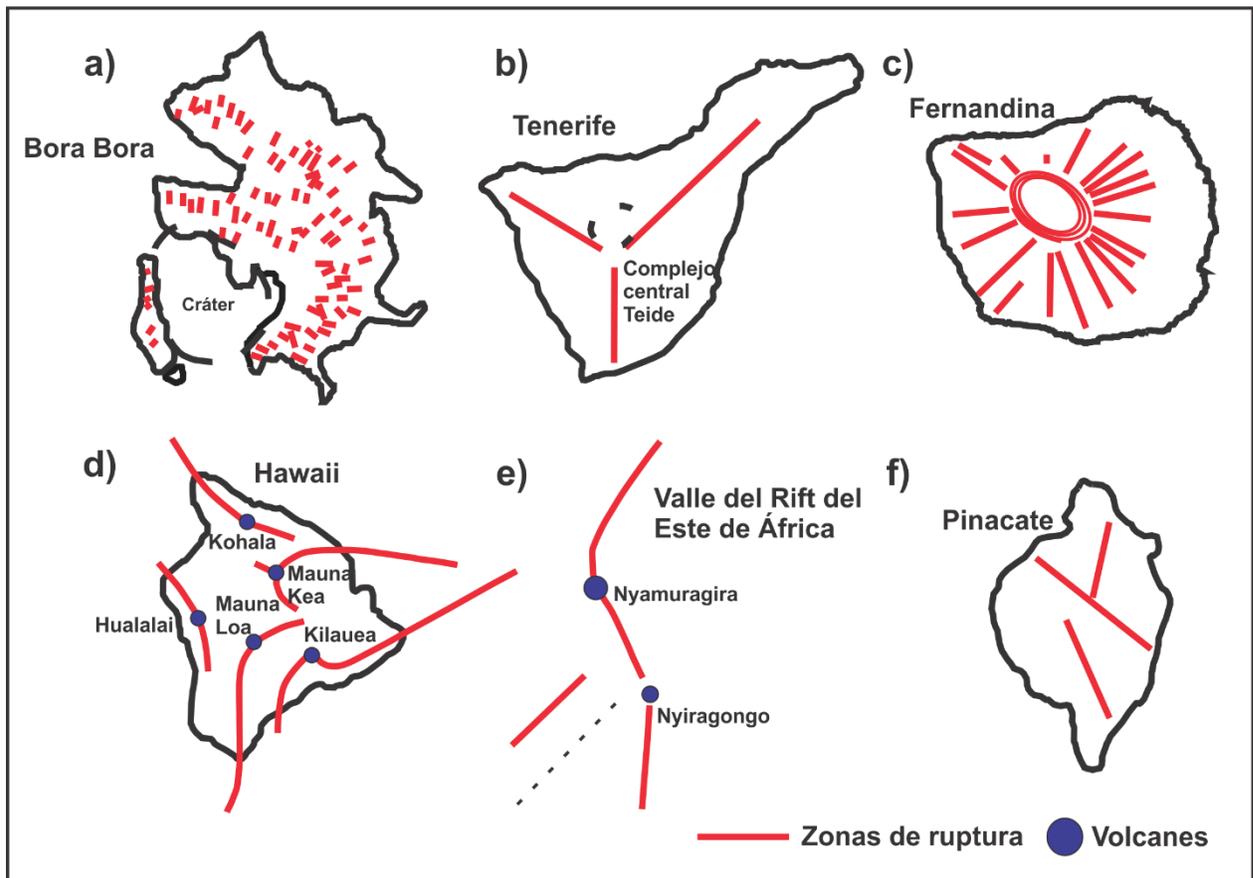


Figura 4. Distribución de las zonas de ruptura en diferentes volcanes en la Tierra. a), b) y c) Las zonas de ruptura (diques) presentan una configuración radial, en el volcán Fernandina además se tienen diques con una configuración concéntrica cerca del cráter (Modificados de Stark, 1938; Carracedo, 1994; Chadwick y Howard, 1991, respectivamente). d) Los diques de los volcanes de la isla de Hawaii están influenciados por los volcanes preexistentes sobre los más jóvenes (Modificado de Fiske y Jackson, 1972). e) Las zonas de ruptura de los volcanes en el Rift del Este de África siguen la orientación de los esfuerzos regionales en el área, siendo perpendiculares al esfuerzo mínimo compresivo (σ_3) (Wadge y Burt, 2011). f) La dirección de las zonas de ruptura del volcán el Pinacate evidencian el cambio del campo de esfuerzos en la región. Nota: Las representaciones de cada una de las áreas no se encuentran a escala, son solamente ilustrativas.

Con base en la Figura 4, las configuraciones de las zonas de ruptura de los volcanes en la Tierra se pueden dividir en dos grupos. En el primer grupo, el ambiente donde crece un determinado volcán no está influenciado por ningún campo de esfuerzos exterior y, por lo tanto, el volcán desarrolla zonas de ruptura en una configuración radial siguiendo la orientación de los esfuerzos magmáticos solamente (Figuras 4a, 4b y 4c). El segundo grupo de volcanes son aquellos donde campos de esfuerzos afectan y determinan la orientación de los diques que alimentan el edificio (Figuras 4e y 4f).

Existen casos en donde dependiendo de la escala de observación, un volcán puede pertenecer a cualquiera de los dos grupos. En esta categoría se encuentra el volcán Mauna Kea (Figura 4d). Si se observa la configuración de los diques cerca de la cima del volcán, éste tiene una configuración radial, pero si se observa la configuración de los diques de todo el edificio volcánico, éstos tienen orientaciones influenciadas por un campo de esfuerzos asociado a la presencia de los otros volcanes a su alrededor.

Además de la Tierra, el vulcanismo ha generado volcanes escudo en otros cuerpos del Sistema Solar, como en Venus, Marte, Ío y la Luna (Ivanov et al., 2015; Zimbelman et al., 2015; Lopes y Williams, 2015, Spudius et al., 2013). Estos volcanes, al igual que los escudos en la Tierra, presentan diferentes características morfológicas entre ellos, debido a la naturaleza de su emplazamiento. A pesar de esto, no se tiene evidencia que permita corroborar si es posible establecer la misma distinción en dos grupos principales de acuerdo al esfuerzo dominante en otros planetas.

En este trabajo se seleccionaron volcanes escudos que presentan centros eruptivos encima de sus estructuras y muy cercanos a estas. Los siete volcanes se encuentran ubicados en cuatro cuerpos del sistema solar. Dos se encuentran ubicados en la Tierra: Pinacate y Mauna Kea, dos en la Luna: Maruis Hills y Monte Rümker, uno en Marte: Monte Olimpo y, dos en Venus: Monte Kunapipi y Monte Var.

A continuación, se presenta una descripción breve de los aspectos más sobresalientes previamente documentados en cada una de las áreas escogidas, resaltando aquella información que las hizo candidatas para ser incluidos en este trabajo.

Pinacate, Tierra

El área se ubica en la provincia tectónica del *Basin and Range* los la cual se caracteriza por extensión cortical generando sierras y valles paralelos con dirección nor-noroeste (Lynch et al., 1993). Debido a su cercanía al Golfo de California se ha sugerido que el magma del Pinacate proviene de fuentes profundas activadas por la extensión del piso oceánico. Otros autores le han otorgado una fuente somera de magma que no está relacionada con el centro de extensión (Wood, 1974).

El Pinacate está compuesto por un escudo volcánico, conos en los flancos del volcán y algunos maars en las partes más alejadas de la estructura. Éste se puede dividir en dos regiones de concentración del vulcanismo, una norte y otra sur. Entre 300, 000 y 500, 000 años en el pasado, el control tectónico que transportaba el magma cambió para producir alineamientos de centros eruptivos con direcciones N10°E y

N20°O y, en la parte norte generó alineamientos con dirección N55°O. Esta última dirección refleja probablemente una zona de falla con su plano inclinado hacia el suroeste generada por la apertura del Golfo (Gutmann, 2007).

En su trabajo del 2019 Campos-Enríquez et al. realizan un análisis espectral de datos magnéticos del NAMAG (*North America Magnetic Anomaly Map*) para determinar la profundidad de la isoterma de la temperatura de Curie en el límite de placas entre el Pacífico y Norteamérica en el Golfo de California. En el área que comprende el volcán el Pinacate se puede observar como existe un aumento de la profundidad de la isoterma de Curie con dirección norte. En el trabajo se muestra como el volcán está dividido en dos zonas una al norte y otra al sur. En la zona norte la isoterma de la temperatura de Curie se encuentra a una profundidad más grande que en la zona sur, lo que significa que material con mayor temperatura se encuentra a una profundidad más somera en la parte sur del volcán. El material que se encuentra a menor profundidad fue más probable que llegara a la superficie, generando una erupción. En el mismo trabajo, Campos-Enríquez et al. (2019) muestran un mapa de anomalía de campo magnético total para la zona, la cual describe la forma del volcán.

El volcán El Pinacate se eligió porque es un volcán ampliamente estudiado y es un claro representante de los volcanes cuya configuración de las zonas de ruptura está controlada por los esfuerzos regionales.

Mauna Kea, Tierra

El volcán Mauna Kea es un volcán escudo que se encuentra ubicado en la isla de Hawaii. La isla es parte de la cadena de islas Hawaiana ubicada en el océano Pacífico. La composición de las lavas del volcán es basáltica y éste se desarrolló en un ambiente de intraplaca oceánico. En 1972 Porter describe la distribución espacial de los conos cineríticos en el volcán Mauna Kea, destacando como éstos se concentran en tres zonas de ruptura simétricas las cuales están separadas aproximadamente 120° entre sí. Las direcciones de estas zonas de ruptura son oeste, nordeste y sud-sudeste del volcán.

Fiske y Jackson (1972) determinaron el mecanismo que genera la dirección de propagación de los diques en la isla de Hawaii. Lo anterior con base en experimentos con gelatina y a estudios geofísicos previos de sísmica y gravimétricos. En su trabajo concluyen que las influencias gravitacionales locales marcan un papel muy importante en la determinación de la orientación de los diques en los volcanes hawaianos y con ello, en la morfología de los volcanes individuales durante su desarrollo. Las zonas de ruptura descritas por Fiske y Jackson para el volcán Mauna Kea concuerdan con las descritas por Porter.

El volcán Mauna Kea, fue escogido porque su parte central está dominada principalmente por la influencia de los esfuerzos magmáticos locales, y tiene abundantes centros eruptivos en esa sección. Se espera encontrar un patrón de distribución contrastante con el que se debe encontrar en el Pinacate.

Marius Hills, Luna

El volcán escudo Marius Hills es una zona volcánica ubicada en Oceanus Procellarum, el mare más extenso en la Luna. En general, la estructura del volcán tiene una forma elíptica en planta y mide aproximadamente 330 km. Marius Hills está compuesto de diferentes estructuras volcánicas como conos, domos, rilles sinuosos y cráteres colapsados. Los conos y domos miden de unos kilómetros hasta 20 km de ancho y tienen alturas de 200 m hasta 600 m. Estos parecen tener la misma composición basáltica que el mare y que las planicies intravolcánicas donde se emplazaron. Se estima que la actividad volcánica en el área va desde la creación del escudo (3.3.-2.5 Ga) hasta la extrusión de las lavas más jóvenes encima del escudo (1.1-0.8 Ga) (Heather et al., 2003; Spudius et al., 2013).

Kiefer (2013), a través de datos gravimétricos, muestra anomalías gravimétricas en la región volcánica que interpreta como la intrusión de material basáltico (más denso) en forma de diques y/o sills en la corteza anortosítica que se encuentra debajo del volcán, siendo éstas, parte del sistema que alimenta el vulcanismo en la superficie. En la zona destacan dos anomalías de aire libre, la de mayor valor se encuentra encima de la estructura. La otra anomalía se encuentra al sur del volcán y tiene una forma circular. En la región entre las anomalías norte y sur existe una zona (latitud 11°) donde la anomalía residual sugiere otra acumulación de material más denso bajo la superficie.

Marius Hills fue escogido para este estudio debido a que es el volcán escudo con mayor número de centros eruptivos en la Luna y es un área de importante actividad volcánica en el satélite.

Monte Rümker, Luna

El Monte Rümker se encuentra ubicado en el norte del Oceanus Procellarum en la Luna. El volcán comprende un área aproximada de 6000 km² y lo forman estructuras volcánicas como domos, rilles sinuosos y flujos de lava. Tiene una edad de aproximadamente 3.4 Ga (Spudius et al., 2013; Zhao et al., 2017). El Monte Rümker es el segundo volcán escudo con mayor número de centros eruptivos en la Luna, lo que lo convierte en un buen candidato para la aplicación del método estadístico.

Monte Olimpo, Marte

El Monte Olimpo es el volcán más grande en el Sistema Solar. Es un volcán escudo de composición basáltica el cual presenta rasgos estructurales como terrazas y escarpes radiales en los flancos. La edad más antigua que se le ha estimado es entre 3 y 3.8 Ga (Musiol et al., 2016). En cuanto a su morfología, el volcán presenta un ancho basal de 840 × 640 km, el edificio tiene una altura de 21 km, una forma simétrica y tiene una pendiente general de 5.2°. Monte Olimpo cuenta con una caldera compuesta de seis calderas anidadas de diferentes edades y dimensiones mostrando que la caldera ha experimentado diferentes episodios de colapso (Mouginis-Mark y Robinson, 1992; Plescia, 2004).

El Monte Olimpo es el único volcán escudo que se encuentra en el planeta Marte que presenta centros eruptivos en su edificio en número suficiente para analizarse por medio de un método estadístico.

Monte Var, Venus

El Monte Var es un volcán escudo ubicado en Laufey Regio, un alto topográfico al norte de Navka Planitia en Venus. El volcán tiene 1000 km de diámetro, está centrado en las coordenadas 44° O y 2° N y se encuentra formado de tres conos principales con alturas de oeste a este de 1.5 km, 0.7 km y 1.7 km. La pendiente de sus flancos varía de 0.14° a 2°. La mayor parte del edificio está formada por flujos que se extienden 500 km en promedio desde el centro del volcán. Estructuralmente el volcán muestra grupos de fracturas en su cono central: un grupo con orientación ONO al oeste y otro grupo de fracturas con orientación ESE al este (Brian et al., 2004; Herrick et al., 2005).

El Monte Var es un volcán que presenta los suficientes centros eruptivos para intentar un análisis estadístico de densidades.

Monte Kunapipi, Venus

El Monte Kunapipi es un volcán escudo localizado en el sur de la región Aphrodite Terra, en Venus, y más específicamente en el rift de Juno Chasma. El volcán está centrado en las coordenadas 86° E y 34° S y, mide aproximadamente 3.5 km de altura y cerca de 580 km de diámetro, con una pendiente alrededor de 1°. En la porción central este, el volcán es cortado por grupos de fracturas que presentan una configuración radial y otro grupo con configuración paralela al rift de Juno Chasma. Los dos grupos de fracturas están parcialmente cubiertos por flujos de lavas (Herrick et al., 2005; Stofan et al., 2001).

El Monte Kunapipi es un volcán escudo que presentan los suficientes centros eruptivos encima de su edificio volcánico para poder ser analizado por medio del método estadístico.

2.1.2 Campos volcánicos sin estructura dominante

Un campo volcánico sin estructura dominante es una zona donde se encuentran emplazadas diferentes estructuras volcánicas las cuales se formaron en terrenos relativamente planos (Settle, 1979). Las áreas seleccionadas en los planetas Venus, Tierra y Marte presentan una vasta actividad volcánica donde coexisten volcanes poligenéticos y campos de volcanes monogenéticos.

Cordillera de las Cascadas, Tierra

El arco de las Cascadas es un cinturón ígneo que se extiende desde la Columbia Británica en Canadá hasta el norte de California en Estados Unidos. Esta zona ha experimentado varios episodios de vulcanismo generado por la interacción entre las placas Juan de Fuca y Pacífica con la Placa Norteamericana, además de vulcanismo provocado por la extensión continental del *Basin and Range*. La actividad ígnea más joven relacionada al arco de las Cascadas tiene edad del Eoceno y perdura hasta el presente (McBirney, 1978). El estilo del vulcanismo a lo largo de la cordillera no ha sido homogéneo. Por ejemplo, en los últimos cinco millones de años existen diferencias marcadas al norte y al sur del Monte Rainier. Al norte del volcán existen estratovolcanes aislados, mientras que al sur se encuentran volcanes compuestos rodeados de campos de volcanes monogenéticos (Guffanti y Weaver, 1988).

El marco tectónico de la zona está caracterizado por la subducción de la placa Juan de Fuca, que se mueve con dirección N70°E, bajo la Placa de Norteamérica a una velocidad de 4 cm/a. En toda la región la dirección del esfuerzo máximo compresivo (σ_1) en la corteza es en promedio norte-sur (Giampiccolo et al., 1999). La porción de la zona del arco de las Cascadas que se analizó en esta tesis se encuentra ubicada entre las coordenadas 44° 27' N, 47° 6' N y, 120° 41' O , 122° 50' O.

Además de presentar campos volcánicos sin estructura dominante, el área escogida es una zona en la cual la configuración de los esfuerzos tectónicos regionales no ha variado a lo largo del tiempo y, por lo tanto, proporciona un punto de referencia importante.

Syria Planum y Tharsis Montes, Marte

A partir de los datos obtenidos por el Altímetro Láser del Orbitador de Marte (MOLA) en las áreas de la Provincia de Tharsis y Syria Planum se pudieron detectar rasgos volcánicos que no habían sido percatados por medio de las imágenes obtenidas por las misiones Mariner y Viking. La Provincia de Tharsis en particular está caracterizada por la presencia de tres grandes volcanes escudos, de nordeste o suroeste: Monte Asraeus, Monte Pavonis y Monte Arsia. Sus edades decrecen del suroeste al nordeste (Plescia, 2004). Alrededor de estos volcanes y en el área de Syria Planum se encuentran cientos de centros eruptivos separados en la superficie por Valles Marineris, un sistema gigante de cañones.

En esta zona, al igual que en las Cascadas, coexiste vulcanismo monogenético con poligenético. Además, en Marte, esta es la zona con mayor concentración de vulcanismo de ambos tipos simultáneamente.

Beta-Atla-Themis, Venus

El área seleccionada en el planeta Venus se encuentra localizada en la región BAT (Beta-Atla-Themis) una zona de gran tamaño con una gran concentración de vulcanismo. La zona se encuentra delimitada al norte y al este por zonas de extensión cortical que se extienden por miles de kilómetros y presentan unos cientos de kilómetros de ancho, exhibiéndose topográficamente como cañones profundos de algunos kilómetros (Crumpler et al., 1993; Guseva, 2016). El área está comprendida con límites en las coordenadas 1° N, 20° N y, 77° O, 106° O.

Esta zona en Venus fue elegida por ser un área ubicada en la mayor zona de vulcanismo en el planeta. Presenta gran diversidad volcánica donde coexisten campos volcánicos monogenéticos con grandes volcanes poligenéticos al igual que las dos zonas anteriores.

2.2 Base de datos

Las bases de datos que contienen la ubicación (latitud, longitud) de los centros eruptivos en cada una de las áreas de estudio se construyeron a partir de diferentes fuentes. Para la ubicación de los centros eruptivos en Venus se utilizaron imágenes de radar obtenidas a partir de la misión Magallanes. Ésta mapeó

el 98 % de la superficie del planeta con una resolución aproximada de 100 m (Saunders et al., 1992). En estas imágenes los volcanes se detectaron como altos topográficos.

En las imágenes de radar de Magallanes los volcanes aparecen normalmente como un par brillante-oscuro con un delineado circular. Debido a las diferencias topográficas, las partes más altas reflejan una mayor cantidad de energía creando superficies más brillantes que las que se encuentran alrededor de ésta. Además, la parte del volcán que se encuentra en dirección a la vista lateral del radar se observa aún más brillante que la que se encuentra en el lado opuesto. En ocasiones es posible detectar el cráter de los volcanes ya que la energía se refleja fuertemente del borde del cráter. Cuando éste es muy pequeño para la resolución de la imagen, el cráter puede aparecer como un punto brillante o no aparecer (Burl et al., 1998).

Los centros eruptivos de las áreas seleccionadas en Marte fueron previamente identificados en el catálogo de centros volcánicos pequeños en la provincia de Tharsis, Marte (Bleacher et al., 2010). Este catálogo se generó a partir de un modelo digital de elevación (DEM) obtenido de los datos del Altimetro Láser del Orbitador de Marte (*Mars Orbiter Laser Altimeter, MOLA*) además de imágenes obtenidas del Sistema de Imagen de Emisión Térmica (*Thermal Emission Imaging System, THEMIS*) y la Cámara Estéreo de Alta Resolución (*High Resolution Stereo Camera, HRSC*) de la misión *Mars Global Surveyor (MGS)*. En el catálogo se localizaron cuerpos topográficamente positivos, con o sin depresión en la cima (cráter), cuya morfología es muy parecida a la de centros eruptivos previamente identificados en otras áreas del planeta.

Para determinar la localización de los centros eruptivos en las áreas seleccionadas en la Luna se utilizó un modelo digital de elevación elaborado a partir del Altimetro Láser del Orbitador Lunar (*Lunar Orbiter Laser Altimeter, LOLA*) con una resolución de 118 metros por pixel, los datos provienen de la misión Orbitador de Reconocimiento Lunar (*Lunar Reconnaissance Orbiter, LRO*). Se utilizó un modelo digital de elevación adicional, con una resolución de 256 ppp (píxeles por grado) creado a partir de datos de LOLA y la cámara de la misión KAGUYA. También se utilizaron imágenes obtenidas por una Cámara de Ángulo Amplio (*Wide Angle Camera, WAC*) de la misión LRO (Barker et al., 2016; Chin, 2007). En las áreas de estudio seleccionadas se identificaron altos topográficos redondeados que se encuentran encima o muy cerca de la estructura del volcán escudo.

Por último, los datos de la Tierra se obtuvieron de dos fuentes. Los datos del área de la Cordillera de las Cascadas se obtuvieron de la digitalización del mapa preparado por Luedke y Smith (1982). Los centros

eruptivos en los dos volcanes escudos en la Tierra (Pinacate y Mauna Kea) fueron identificados en imágenes satelitales de Google Earth Pro (Cañón Tapia, no publicado).

La visualización y manipulación de las imágenes y modelos digitales de elevación se realizó en el software ArcGIS. En este software también se identificaron los centros eruptivos y se generaron las bases de datos que contienen las coordenadas geográficas de cada uno de los datos. La coordenada geográfica de cada dato se ubicó en la parte más alta del edificio o el cráter del volcán donde era posible observarlo.

2.3 Método estadístico

El análisis de agrupaciones es una técnica numérica cuyo propósito principal es del analizar un conjunto de objetos para crear clasificaciones objetivamente. Este tipo de análisis se ha aplicado en diferentes áreas del conocimiento como la biología, medicina, psicología, geografía, mercadotecnia, procesado de imágenes, arqueología, etc. (Everitt et al., 2011). En vulcanología se ha aplicado en un amplio rango de trabajos con el fin de explicar las relaciones espaciales de algunas características del vulcanismo (p. ej., Cañon-Tapia, 2014; Cañon-Tapia y Mendoza-Borunda, 2014; Connor, 1990; Germa et al., 2013; Le Corvec et al., 2013; Mazzarini et al., 2010).

Para la aplicación de este tipo de análisis existen diferentes métodos. En este trabajo se utilizó una estimación de la función de densidad de probabilidad (FDP) por medio de una función kernel gaussiana bivariada. Esta función está dada por:

$$\hat{f}(x, y) = \frac{1}{2\pi N C_n^2} \sum_{i=1}^N \exp\left(-\frac{1}{2} \left[\frac{d_i}{C_n}\right]^2\right) \quad (1)$$

Donde x y y son las coordenadas (longitud, latitud, respectivamente) de cada punto donde se quiere conocer la función f , o punto de observación, C_n es el factor de suavizado, N el número de datos y d_i es la distancia del punto de observación a cada uno de los datos. El factor de suavizado también ha sido llamado parámetro de suavizado, ancho de banda o ancho de ventana. Las unidades del factor de suavizado dependen de las unidades en las que se mida la distancia del punto de observación a los datos.

La función del factor de suavizado en los cálculos es parecida a la de los intervalos de clases en los histogramas de una variable. Intervalos pequeños representarían una distribución donde no se observa

claramente alguna tendencia debido a que se muestran picos que casi representan a los datos individualmente (Figura 5b). En cambio, intervalos muy grandes pueden enmascarar los detalles de la distribución (Figura 5c). Por lo tanto, es importante elegir valores de factor de suavizado adecuados para poder identificar las modas representativas.

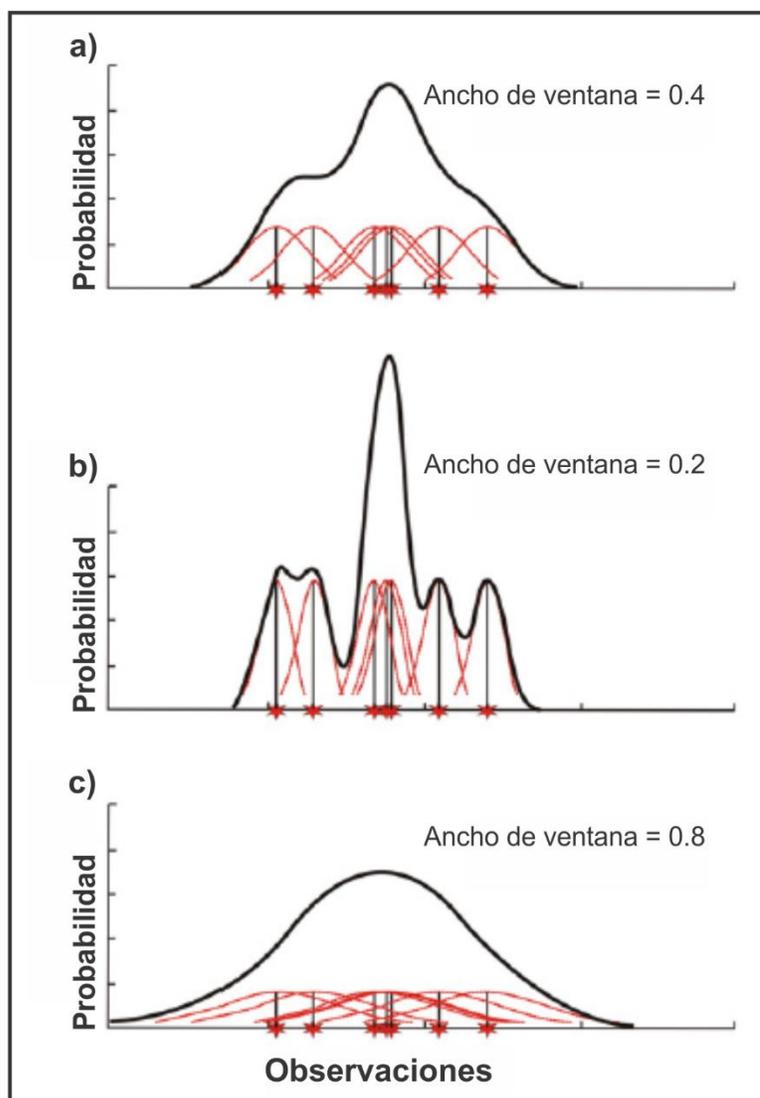


Figura 5. Influencia del factor de suavizado en la FDP. a) Ejemplo de la influencia de un valor factor de suavizado intermedio. b) Ejemplo de la influencia de un valor factor de suavizado bajo. c) Ejemplo de la influencia de un valor factor de suavizado alto. Modificado de Cañón Tapia (2013).

Cuando el punto de observación coincide con la localización de un dato, la FDP asociada a ese punto de observación tiene una intensidad máxima en su centro (equivalente a la localización del dato), es simétrica y nunca tiene el valor de cero a cualquier distancia desde el dato. El ancho de la FDP está determinado por

el factor de suavizado y, el incremento en su valor numérico aumenta la contribución a la probabilidad relativa de los datos. La suma de las FDP asociadas a cada dato forma la FDP resultante. La ecuación 1 describe de manera continua la probabilidad en un área. Al aplicar esta ecuación se debe evaluar en un número finito de puntos de observación. Operacionalmente es conveniente que esos puntos formen una cuadrícula (Cañón-Tapia, 2013; Cañon-Tapia y Mendoza-Borunda, 2014).

Cañón Tapia (2013) menciona que no es posible establecer una relación simple entre el valor numérico del factor de suavizado y la distancia horizontal desde el punto de evaluación en la que tiene influencia. Esto hace que la interpretación física del valor numérico del factor de suavizado no sea directa. Sin embargo, es posible asociar un valor numérico del factor de suavizado específico cuando se refiere a distancias relevantes o específicas. Si la distancia relevante o significativa es muy pequeña en relación a la separación de los puntos de observación se puede presentar el caso donde algunos datos no hacen una contribución importante a ningún lugar donde la FDP es evaluada.

La resolución del método depende de la combinación de la separación de la cuadrícula y la distancia relevante tanto como de la separación de los datos individuales. Esto significa que no existe un valor del factor de suavizado que se pueda identificar como el idóneo para la descripción precisa de una distribución dada. En la selección de un valor apropiado para el factor de suavizado se pueden utilizar diferentes enfoques (Cañón-Tapia, 2013). El enfoque adoptado aquí fue el de estimar la distribución de densidad espacial utilizando diferentes valores del factor de suavizado. Esto es equivalente a explorar los datos a diferentes escalas, aunque la separación de cuadrícula de puntos de observación sea fija. Esto permite seleccionar las distribuciones de densidad con un posible significado geológico, debido a que es probable que las modas que son detectadas a lo largo de varios valores del factor de suavizado tengan algún significado físico (Cañon-Tapia y Mendoza-Borunda, 2014).

Hay que aclarar que la magnitud del valor numérico del factor de suavizado es relativo a la extensión y al número de datos involucrado en el análisis. Por ejemplo, en una zona de estudio con un área grande y un gran número de datos un valor del factor de suavizado de 10 es un valor bajo, mientras que para un área más pequeña y con menor número de datos 10 puede ser un valor alto.

En el estudio se utilizó un código de MATLAB (Cañón Tapia, no publicado), donde el algoritmo evalúa la probabilidad en cada punto de observación. El código utiliza la ubicación geográfica de cada uno de los centros eruptivos, midiendo la distancia entre el punto de observación y cada uno de los centros eruptivos. Las probabilidades calculadas en cada punto de observación se suman para formar la distribución final de

la probabilidad. Este cálculo de la densidad se realizó con diferentes valores del factor de suavizado obteniendo como resultado mapas de contornos con los valores de la densidad normalizados al valor máximo obtenido en el área de observación. La intensidad incrementa en los lugares donde existe mayor cantidad de centros eruptivos debido a que tienen un mayor aporte a la función.

Los contornos de densidad en cada una de las áreas se obtuvieron mediante una función kernel gaussiana bivariada y, dependiendo de la extensión y el número de datos se utilizaron diferentes intervalos de valores del factor de suavizado. Estos intervalos se determinaron por medio de la exploración y experimentación con los datos.

Para la mayoría de las áreas de vulcanismo distribuido con estructura dominante (volcanes escudo) se utilizó un intervalo de 1 entre los valores del factor de suavizado para cada una de las FDPs, aunque en algunos casos se utilizaron intervalos de 0.5 con el fin de observar rasgos a más detalle. Al único volcán escudo, al cual no se le aplicó un intervalo de 1 entre los valores del factor de suavizado fue al Monte Olimpo debido a que éste presenta un área muy extensa en comparación con la de los otros volcanes del mismo tipo. En este volcán se utilizó un intervalo de 10 entre los valores del factor de suavizado en cada FDP. Para las áreas que presentan vulcanismo distribuido sin estructura dominante se utilizó un intervalo del factor de suavizado de 10. Sólo para el área de la Cordillera de las Cascadas se utilizó un intervalo de 1 debido a que presenta una extensión aproximadamente 84 veces menor que el área de Venus y 104 veces menor que la de Marte.

Con el kernel gaussiano se puede obtener una descripción general de la distribución espacial del vulcanismo sin importar la extensión del área que se analiza, utilizando valores del factor de suavizado adecuados. Para esto hay que considerar un valor límite del factor de suavizado y su contribución a la FDP resultante. Si se considera algún porcentaje de peso relativo máximo como límite para algún valor del factor de suavizado se pueden determinar las distancias aproximadas que dan una idea del tamaño de los grupos que se observan en el análisis. Con base en lo anterior se puede determinar la escala a la que un grupo de volcanes que delimitan una estructura volcánica es independiente de las estructuras a su alrededor y cuando están relacionadas entre sí. Por esta razón es primordial realizar una exploración secuencial de los datos.

Capítulo 3. Resultados

Con base en la configuración de los contornos a diferentes escalas (variando el valor del factor de suavizado) se generaron diferentes Funciones de Densidad de Probabilidad (FDPs) en las áreas de estudio seleccionadas. A continuación, se describen secuencias de las 208 FDPs para las 10 áreas de estudio. Del total de funciones se eligieron las que mejor ilustran un significado geológico.

3.1 Campos volcánicos con estructura dominante

Para los campos volcánicos con estructura dominante se generaron 114 FDPs para las siete áreas de estudio. En la Tabla 1 se muestran la cantidad de centros eruptivos en cada una de las áreas, así como el área aproximada de cada una.

Tabla 1. Número de centros eruptivos y área de cada uno de los campos volcánicos con estructura dominante.

Volcán	Número de centros eruptivos	Área
Pinacate, Tierra	433	1,651 km ²
Mauna Kea, Tierra	204	2,454 km ²
Marius Hills, Luna	212	51,815 km ²
Monte Rümker, Luna	24	6,249 km ²
Monte Olimpo, Marte	317	278,330 km ²
Monte Var, Venus	125	10,209 km ² *
Monte Kunapipi, Venus	88	33,217 km ²

*El área del Monte Var no se había reportado debido a que la resolución de las imágenes no permite marcar los límites del edificio principal. El área reportada en la tabla se basa en el análisis estadístico, delimitado por el contorno de 10 % de densidad máxima con valor de factor de suavizado 14.

3.1.1 Pinacate, Tierra

En la Figura 6 se muestra la secuencia del volcán Pinacate. Para la FDP con un valor del factor de suavizado de 0.5 se observa que los centros eruptivos forman un grupo principal que abarca la mayoría del área. Este grupo tiene dirección alargada de norte-sur. La forma del grupo tiene ramificaciones, una apuntando al norte, cuatro apuntando al este, dos apuntando al oeste y cuatro apuntando al sur. Este grupo contiene cuatro subgrupos dentro de él. El que se encuentra al sur es de mayor concentración (contornos de densidad hasta 80 %). Al norte se encuentra un grupo de tamaño mediano (orientado norte-sur) y uno más al este (orientado este-oeste). Alrededor del campo principal se encuentran 28 grupos pequeños; ninguno de éstos se encuentra al sur del grupo grande.

En la FDP con valor del factor de suavizado de 1, el grupo principal aumentó de tamaño por la adherencia de grupos más pequeños alrededor de él. El grupo principal mantiene la dirección de elongación norte-sur. Éste presenta líneas de contornos de hasta del 100 % en la parte sur, las cuales están orientadas norte-sur con una ligera inclinación al NO-SE en la parte superior. Alrededor del grupo principal se encuentran 12 grupos pequeños.

Para un valor del factor de suavizado de 1.5 el grupo principal creció y mantiene su dirección de elongación norte-sur además de la concentración principal al sur de su área, ésta cambió ligeramente su orientación hacia el noroeste. Otra concentración importante está al norte (contorno de hasta 50 %), ésta presenta una orientación NO-SE. Alrededor del grupo principal sólo quedan tres grupos: uno al oeste, otro a noreste y uno más al suroeste.

En el rango de escalas $C_n = 2$ a 2.5, se formó un solo grupo con orientación norte-sur. Las líneas de contorno de hasta 90 % tienen una orientación NNO. Al norte se tienen contornos de hasta 60 % con orientación NO-SE. Estas dos partes están unidas en una zona más donde los contornos se estrechan.

Los contornos en el grupo a esta escala ($C_n = 3-4.5$) se observan más homogeneizados, la orientación de alargamiento del grupo en general se mantiene norte-sur. A partir de los contornos de 70 % y mayores se muestra una orientación de elongación NNO.

A escala ($C_n = 5$ a 6) el grupo se asemeja más a un círculo (pero mantiene la dirección de alargamiento norte-sur). Los contornos a partir de 90 % y mayores están ligeramente orientados al noroeste.

Todos los contornos que conforman el grupo para escalas con valores del factor de suavizado entre 6.5 y 9 están alargados en dirección norte-sur. Conforme va aumentando el valor del factor de suavizado los contornos se vuelven concéntricos y la elipse disminuye el tamaño de su eje mayor en relación con su eje menor; la orientación sigue siendo norte-sur.

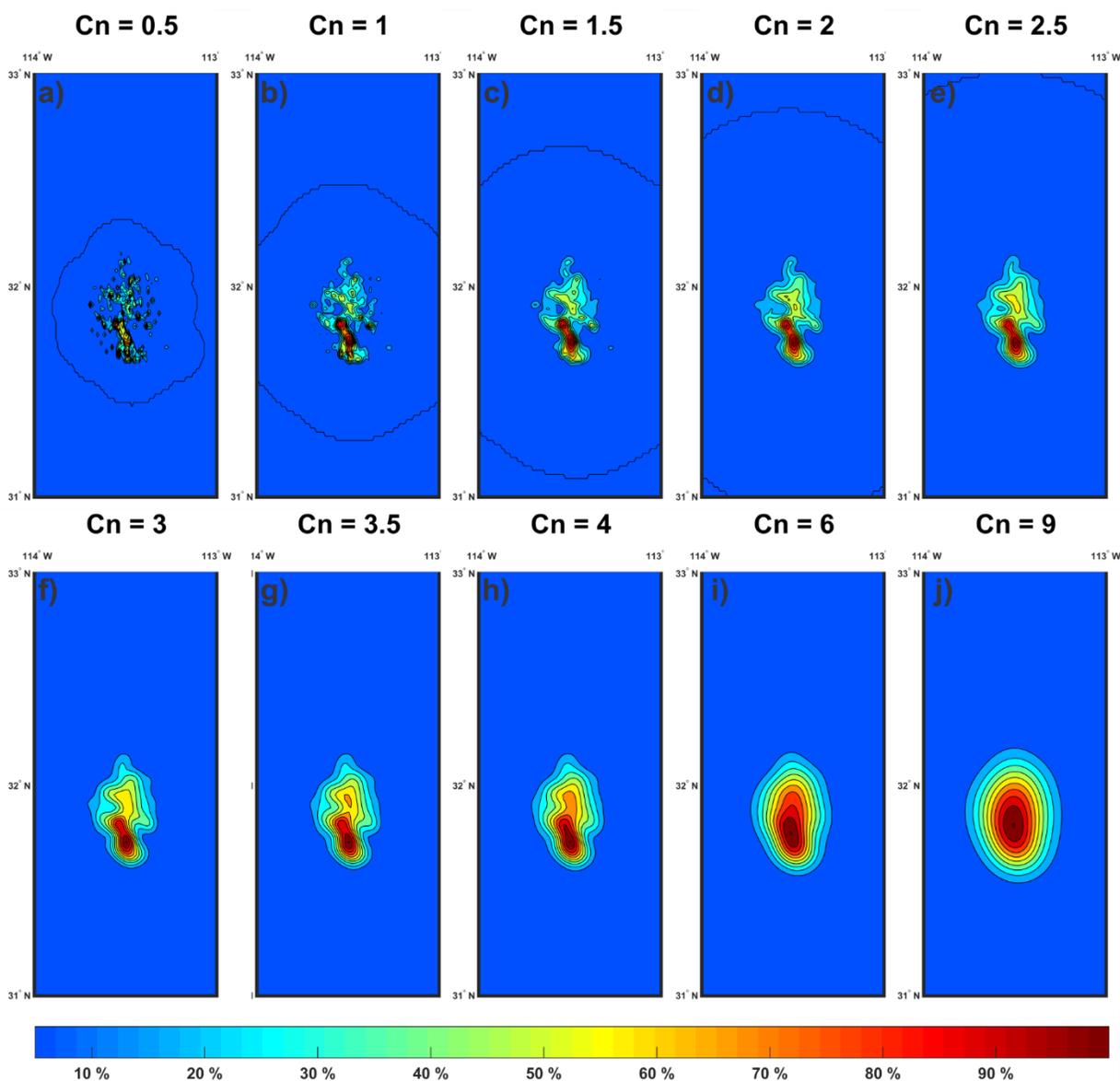


Figura 6. Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el volcán El Pinacate, Tierra. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.

3.1.2 Mauna Kea, Tierra

En la Figura 7 se muestra la secuencia para el volcán Mauna Kea. En la FDP con valor del factor de suavizado de 1 se observa un grupo grande el cual es estrecho en el centro y cuenta con tres ramificaciones. Una con dirección al noreste, otra que empieza con dirección al oeste que se inclina al suroeste y la tercera con dirección al suroeste. Existen dos grupos más, uno ubicado al este y otro al sur.

A escala con valor de $C_n = 2$ a 3 se creó un solo grupo, el cual tiene forma irregular. Se observa una ligera elongación en dirección noreste. A esta escala el grupo tiene dos concentraciones de contornos principales una ubicada al noroeste con contornos de hasta 90 %, con una elongación en dirección este-oeste y, otra ubicada sureste con contornos de hasta 100 % con elongación ligeramente marcada al NNO.

La forma del grupo y de los diferentes contornos que lo forman para valores del factor de suavizado entre 4 y 8 se asemeja cada vez más a círculos concéntricos. Se observa una ligera inclinación de los contornos en dirección suroeste.

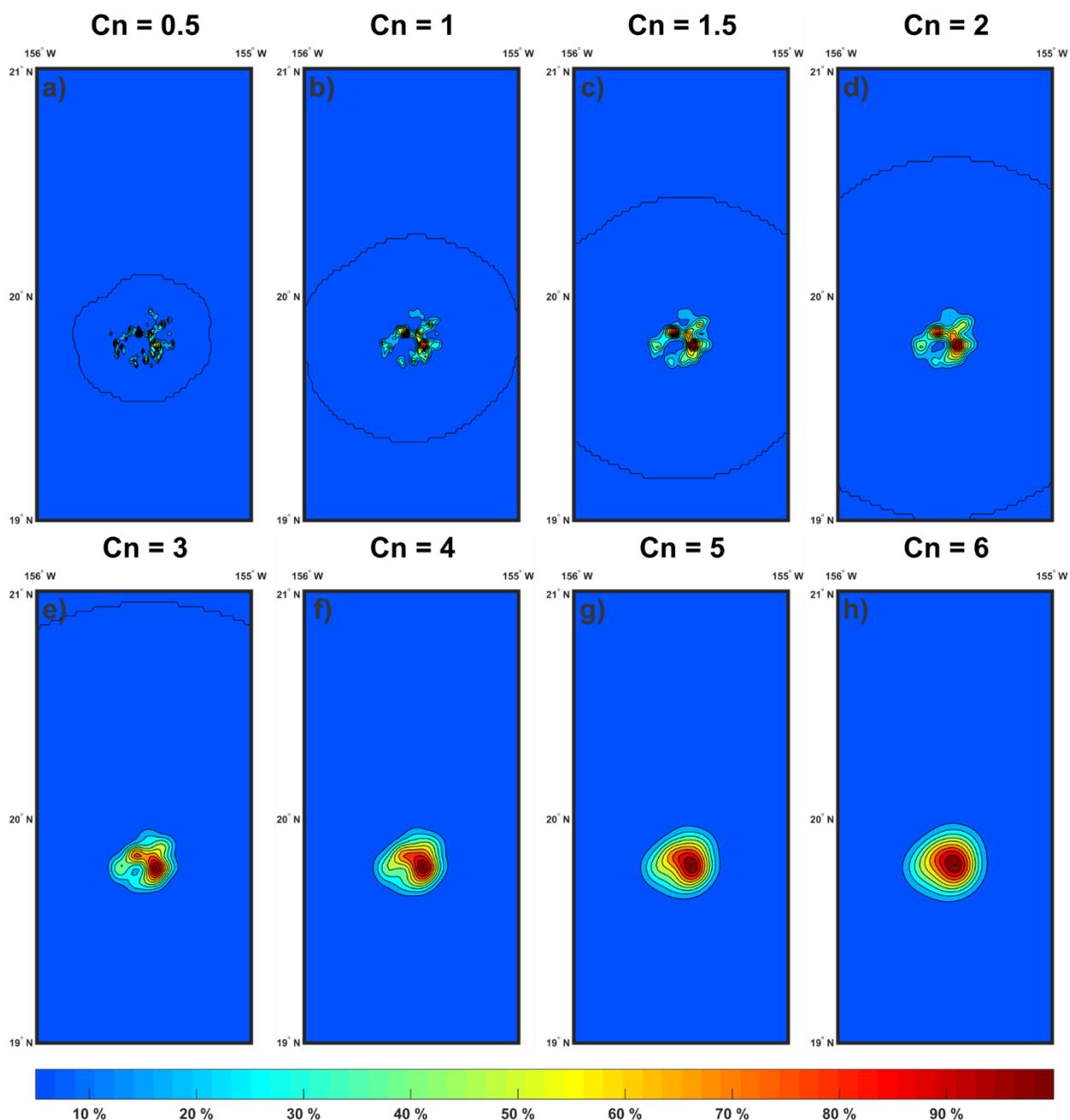


Figura 7. Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el volcán Mauna Kea, Tierra. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.

3.1.3 Marius Hills, Luna

En la Figura 8 se muestra una secuencia representativa del volcán Marius Hills. Para valores del factor de suavizado de 2, se observan en la FDP 92 grupos de diferentes tamaños. Hay siete grupos que destacan

por su gran tamaño. Todos los grupos presentan diferentes direcciones de elongación. Los contornos de densidad llegan hasta 70 % en algunos de los grupos.

Con un $C_n = 3$ el número de grupos se redujo a 50. Al unirse, algunos de ellos formaron grupos de mayor tamaño al norte, centro y oeste del área. Los grupos presentan diferentes orientaciones, pero entre los grandes la predominante es la este-oeste. Los grupos grandes presentan contornos de densidad de hasta 90 %.

Para valores del factor de suavizado de 4 la FDP en el área muestra un grupo principal que abarca la porción norte y la oeste. Este grupo tiene una dirección de elongación en la parte norte este-oeste y al oeste dos ramificaciones una con dirección NE-SO y otra NO-SE. Este grupo tiene contornos de hasta 90 %. Hay cuatro grupos medianos y 19 pequeños, de éstos su gran mayoría no presentan una dirección de elongación preferencial.

Con $C_n = 5$ a 8 el grupo principal está más ampliamente distribuido al norte, oeste y centro. En el área hay cuatro grupos medianos, dos con orientación NE-SO en el sureste. En esta parte también hay otro más con dirección, NO-SE y, uno más con dirección NE-SO al extremo suroeste. El número de grupos pequeños es de 11, de los cuales dos están orientados NO-SE y nueve no presentan ninguna orientación en particular. Para valores del factor de suavizado mayores a cinco el número de grupos pequeños y medianos disminuyen.

Para $C_n = 9$ sólo quedan cinco grupos que no son parte del más grande y cuatro para C_n entre 10 y 11. El grupo principal presenta contornos de hasta de 90 %. Dentro de este grupo existen contornos con diferentes direcciones de elongación, contornos a partir de 90 % al norte tienen orientación NO-SE, al igual que contornos a partir de 60 % al sur. La mayoría de los contornos del grupo principal presentan orientación NE-SO.

Para valores del factor de suavizado en el rango de 12-14 el grupo principal tiene una orientación de elongación con dirección este-oeste. En contornos con valores mayores a 60 % tiene tres diferentes direcciones de elongación, al norte: este-oeste, al sur: NNE y al suroeste: NO-SE. Sólo quedan dos grupos pequeños fuera de la zona en $C_n = 12$ y uno para C_n de 13 a 14.

Para $C_n = 15$ a 24 el área presenta un sólo grupo. En contornos de 20 % la elongación tiene dirección NO-SE. La dirección de elongación de los contornos de 30 % hasta 60 % es este-oeste. Para contornos mayores

a 70 % se tienen tres diferentes zonas de concentración: una al norte con dirección este-oeste, una al sureste con dirección NO-SE y una más al suroeste con dirección NO-SE. Para valores del factor de suavizado a partir de 19 los contornos de 80 % de densidad presentan una orientación este-oeste y en el suroeste de NO-SE. Para $C_n = 25$ a 37 el grupo es más homogéneo y presenta una dirección de elongación este-oeste.

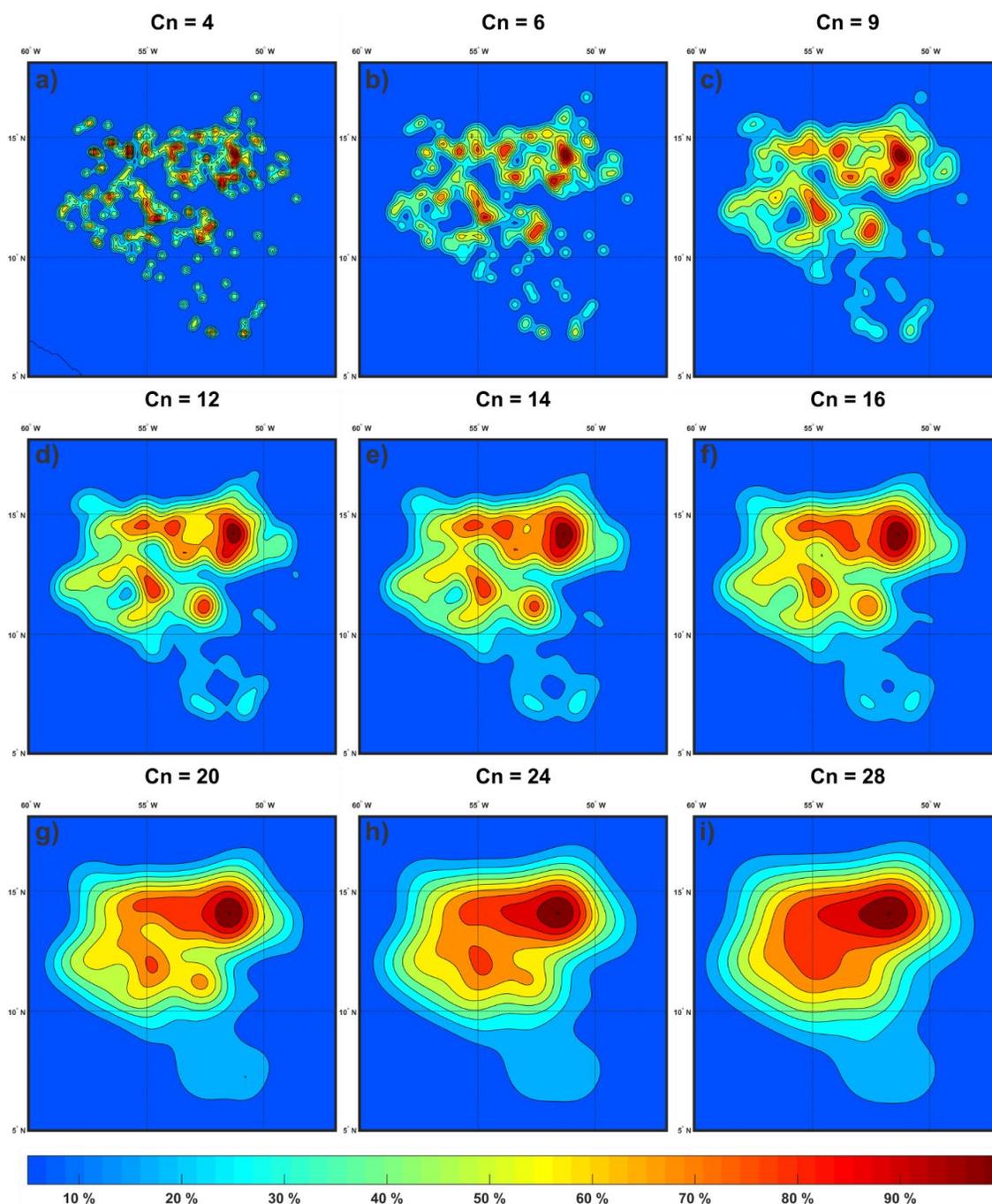


Figura 8. Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el volcán Marius Hills, Luna. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.

3.1.4 Monte Rümker, Luna

La figura 9 muestra la secuencia del monte Rümker. A $C_n=1$ se observan 22 grupos, la mayoría representa cada dato individualmente. Para contornos mayores de 20 % en algunos grupos se observan orientaciones norte-sur y en otros grupos, orientaciones este-oeste.

La FDP a $C_n=2$ reduce el número de grupos a 13. Cuatro de los 13 grupos anteriores al sur se unieron para formar un solo grupo. En la porción oeste tres grupos se unieron para formar un grupo y al igual que cinco grupos ubicados al noroeste. La mayoría de los grupos contienen contornos de entre 60 % y 70 %. Un grupo presenta contornos de hasta 90 % con orientación este-oeste. La mayoría de los grupos no presentan orientación preferencial.

Los grupos a $C_n=3$ son seis. Dos no presentan una orientación preferencial. El grupo que se encuentra al noroeste presenta orientación NE-SO, el que se encuentran al sur NO-SE, de los dos que se localizan al este uno presenta orientación NE-SO y el otro cambia de NE-SO a NO-SE.

A $C_n=4$ se observan cuatro grupos. El que se encuentra ubicado al noreste tiene orientación NE-SO, debajo de éste se encuentra uno que presenta orientación de elongación NO-SE. Al noroeste se ubica un grupo con dirección NE-SO y, el último tiene orientación NO-SE para los contornos hasta 30 % mientras, que los contornos de 60-90 % tienen orientación este-oeste. Las FDPs a escalas $C_n=5-6$ muestra un sólo grupo. Con cuatro concentraciones de centros eruptivos.

A $C_n=7$ en el grupo se observan tres subgrupos principales (a partir de contornos de 40 %). Uno de ellos se encuentra al noroeste y tiene orientación NE-SO. Otro está ubicado en el sur y tiene orientación NO-SE y, el último se ubica en la porción este del área y tiene orientación norte-sur.

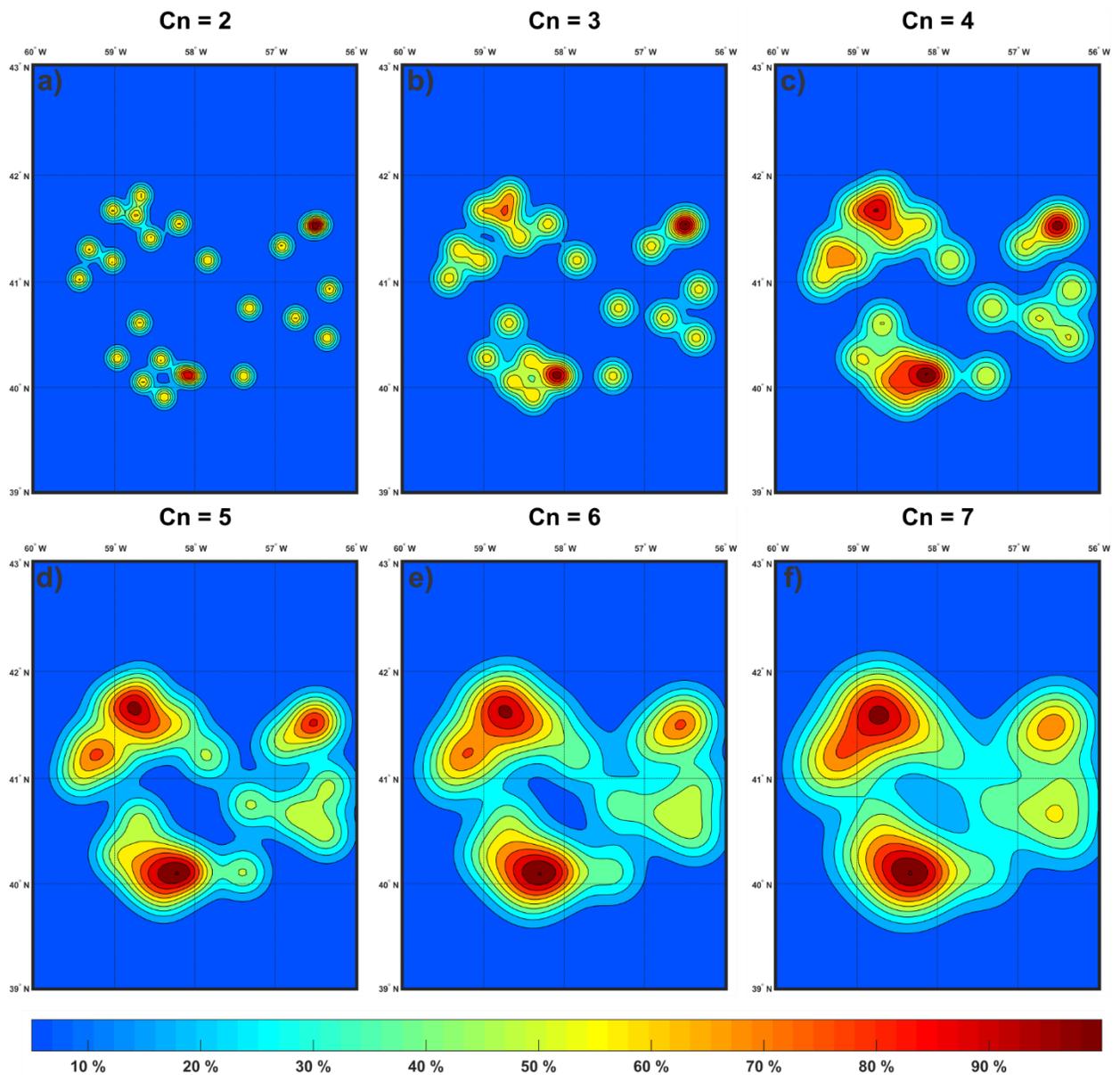


Figura 9. Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el volcán Rümker, Luna. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.

3.1.5 Monte Olimpo, Marte

La figura 10 muestra la secuencia del monte Olimpo. La FDP a $C_n = 10$ describe dos grupos grandes, seis de tamaño mediano y 23 pequeños. El más grande se encuentra ubicado en la parte norte del área. Éste tiene una forma irregular al oeste y forma una línea hasta la parte centro-este del área. El siguiente grupo en tamaño está ubicado en el centro-sur, ambos presentan formas irregulares.

La función de probabilidad con valor del factor de suavizado de 15 muestra un grupo grande, uno mediano y siete pequeños. Dentro de los grupos se observan subgrupos de diferentes tamaños, diferentes configuraciones y orientaciones (la mayoría orientados este-oeste).

A escala de factor de suavizado con valor de 20 el grupo principal creció de tamaño, sólo se observan un grupo grande y tres pequeños. Los subgrupos dentro del grupo principal se mantienen con formas irregulares, sin embargo, algunos presentan una orientación este-oeste.

En la FDP a $C_n = 30$ el grupo principal aumentó de tamaño quedando sólo un grupo grande y uno pequeño al oeste del grupo principal. Dentro del grupo grande existen seis concentraciones con contornos de hasta 80-100 %. La que se encuentra al extremo oeste del área no presenta ninguna dirección de elongación preferencial. Al norte existen cuatro, dos están orientadas NE-SO, otra NO-SE y la última este-oeste. Al sur se encuentra la de mayor de tamaño orientada este-oeste.

A $C_n = 40$ la FDP describe solamente un grupo. Dentro del grupo se observan tres concentraciones (contornos de hasta 90-100 %). Dos al norte, una de ellas con dirección de elongación NE-SO y otro con dirección norte-sur. Estas dos últimas se formaron porque se unieron dos pares de concentraciones que se describieron en la escala $C_n = 30$. Al sur se mantiene una concentración ligeramente orientada al NO-SE.

Para el valor del factor de suavizado de $C_n = 50$ el grupo luce más homogéneo, ahora sólo existen tres concentraciones, dos se encuentran ubicadas en el noroeste y una al sur. Una concentración que se encuentra al noroeste tiene orientación NE-SO y, la otra tiene orientación NO-SE. Mientras que la concentración que se encuentra ubicada en el sur, tiene una orientación ligeramente NO-SE.

Para valores de $C_n = 60$ a 90 se observan dos concentraciones, las dos del norte ya forman una sola con dirección NE-SO. Una de las del sur presenta orientación este-oeste.

En $C_n = 100$ a 120 el grupo está más homogeneizado y todos los contornos son continuos. Los contornos de hasta 80 % tienen una orientación NO-SE, mientras que los contornos 90 % y 100 % tienen orientación NE-SO. Se observa como el grupo va cambiando conforme el factor de suavizado aumenta el grupo completo va obteniendo una orientación NO-SE y va tomando una forma más circular.

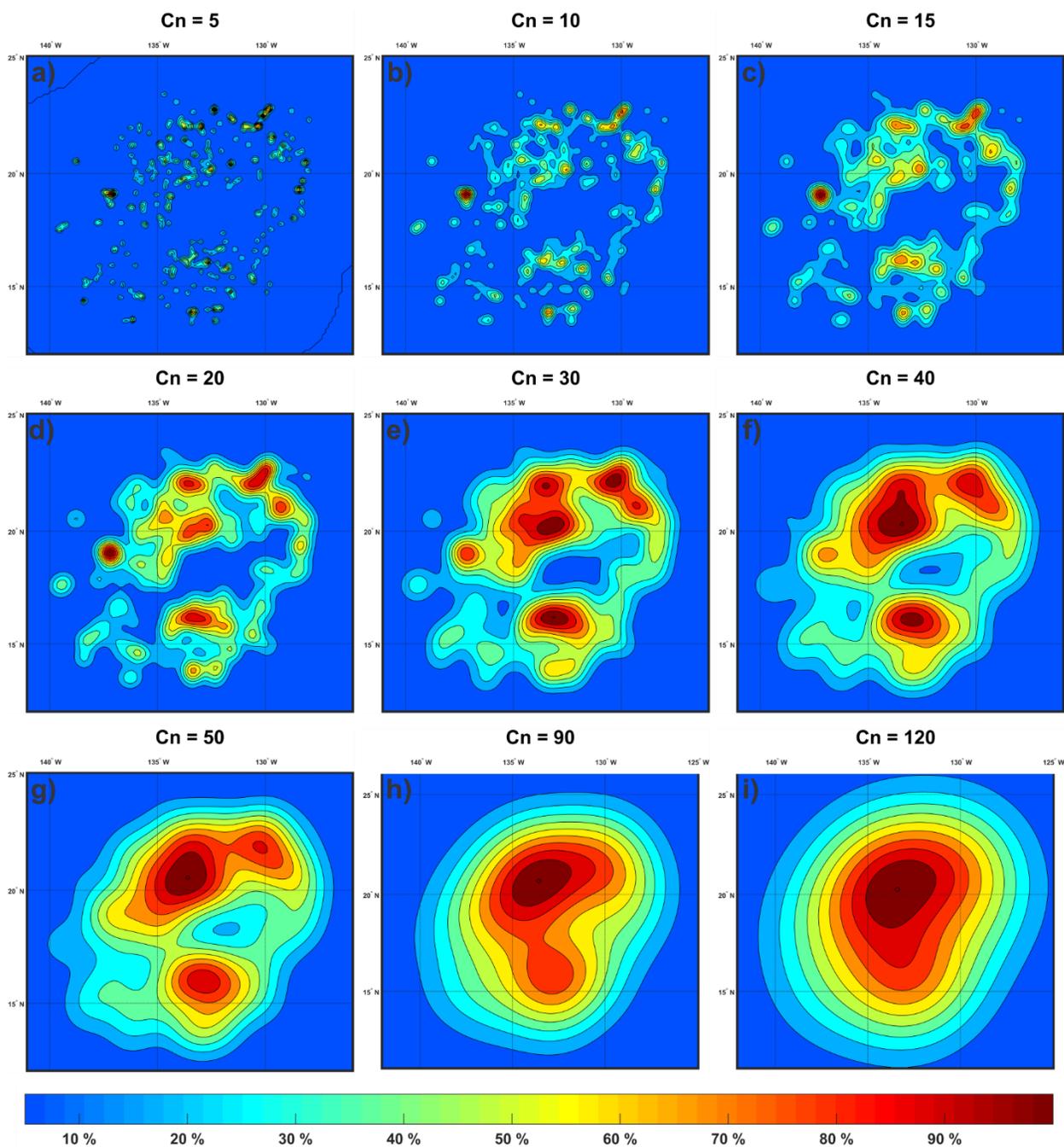


Figura 10. Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el Monte Olimpo, Marte. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.

3.1.6 Monte Var, Venus

La figura 11 muestra la secuencia del monte Var. La FDP para el valor del factor de suavizado de 2 describe en el área dos grupos grandes, uno mediano y 19 pequeños. Los grupos presentan orientaciones en su mayoría este-oeste.

A $C_n = 3$ se observa un grupo grande en el área con dirección de elongación NE-SO y, éste contiene algunos subgrupos. Hay dos grupos medianos y 11 pequeños.

La FDP para el rango de valores del factor de suavizado 3.5 y 4.5 muestran en el área un grupo grande con orientación NE-SO. Este grupo presenta tres concentraciones de contornos mayores a 70 %, una con orientación NO-SE al sureste, otra con orientación este-oeste al sureste y la más grande con orientación NE-SO al suroeste y, norte-sur en su porción norte. El número de grupos pequeños alrededor del grupo principal disminuye con el aumento del valor del factor del suavizado.

A escalas de $C_n = 5$ a 8 el grupo principal presenta una dirección de elongación NE-SO. Hay cinco grupos pequeños, los cuales se van uniendo hasta contar con un solo grupo ($C_n = 8$). En $C_n = 7$ los contornos se vuelven continuos.

A partir de valor del factor de suavizado de 9 y hasta 25, el grupo mantiene una orientación de elongación NE-SO. Conforme el factor de suavizado aumenta los contornos se vuelven más homogéneos y el área aumenta de tamaño.

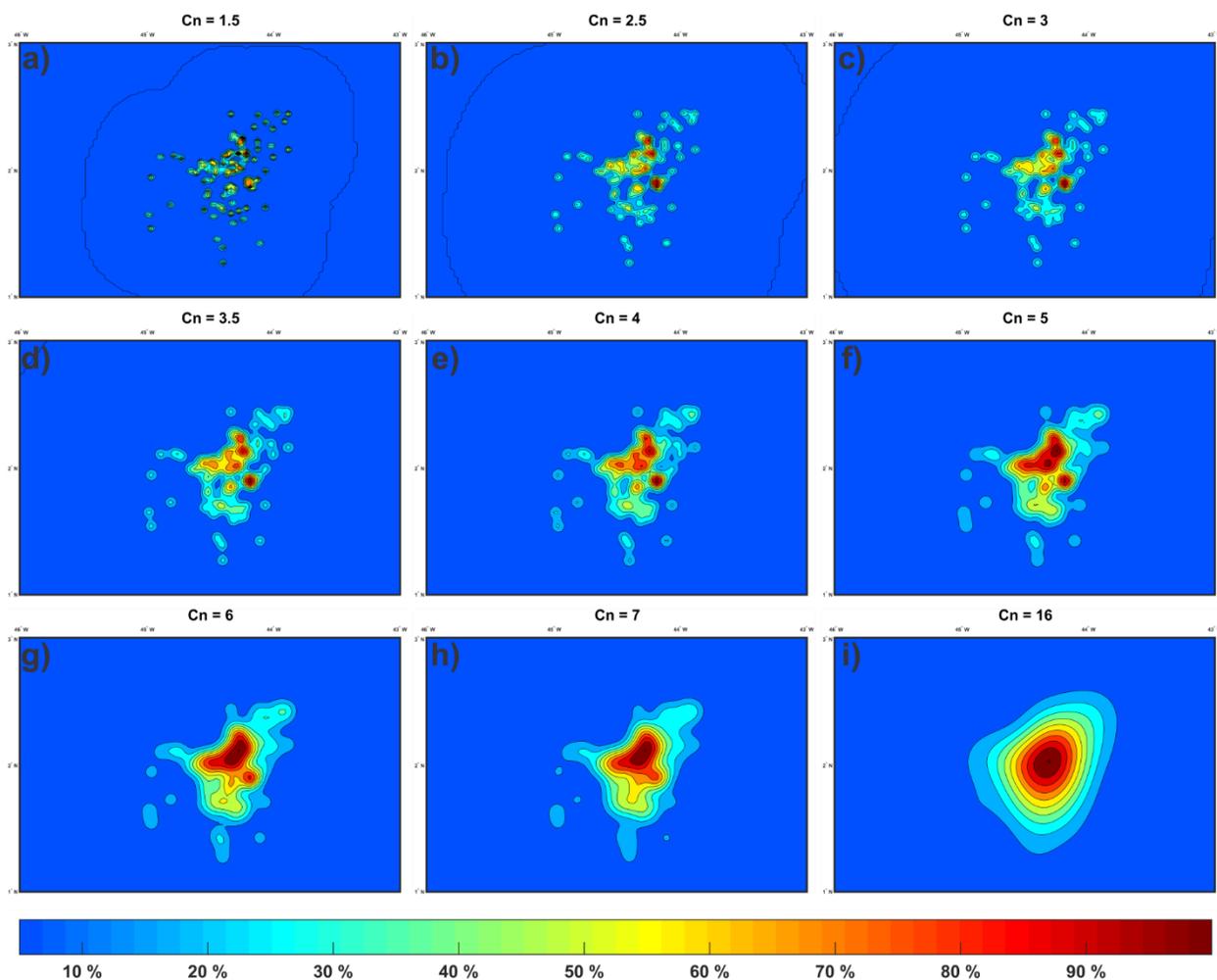


Figura 11. Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el Monte Var, Venus. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.

3.1.7 Monte Kunapipi, Venus

La Figura 12 muestra la secuencia del monte Kunapipi. La FDP con valor del factor de suavizado de 5 muestra cinco grupos principales y 11 más pequeños. Los grupos presentan diferentes orientaciones, la mayoría está este-oeste. Para valores del factor de suavizado de 6 el número de grupos se redujo a siete debido a que algunos grupos se unieron.

A valor de $Cn=7$ se observa una reducción del número de grupos pasando a seis. El grupo más grande se encuentra en el centro y tiene orientación este-oeste.

La configuración de grupos para la FDP con valores del factor de suavizado entre 8 y 11 y, sus orientaciones no cambiaron mucho a la descripción anterior ($Cn=7$). Lo más destacable es que el número de grupos bajó a tres para $Cn=8$ y 9, dos para $Cn=10$ y un solo grupo para $Cn=11$.

Para valores del factor de suavizado mayores a 12 y hasta 25 los contornos se vuelven más uniformes y mantienen una orientación general este-oeste.

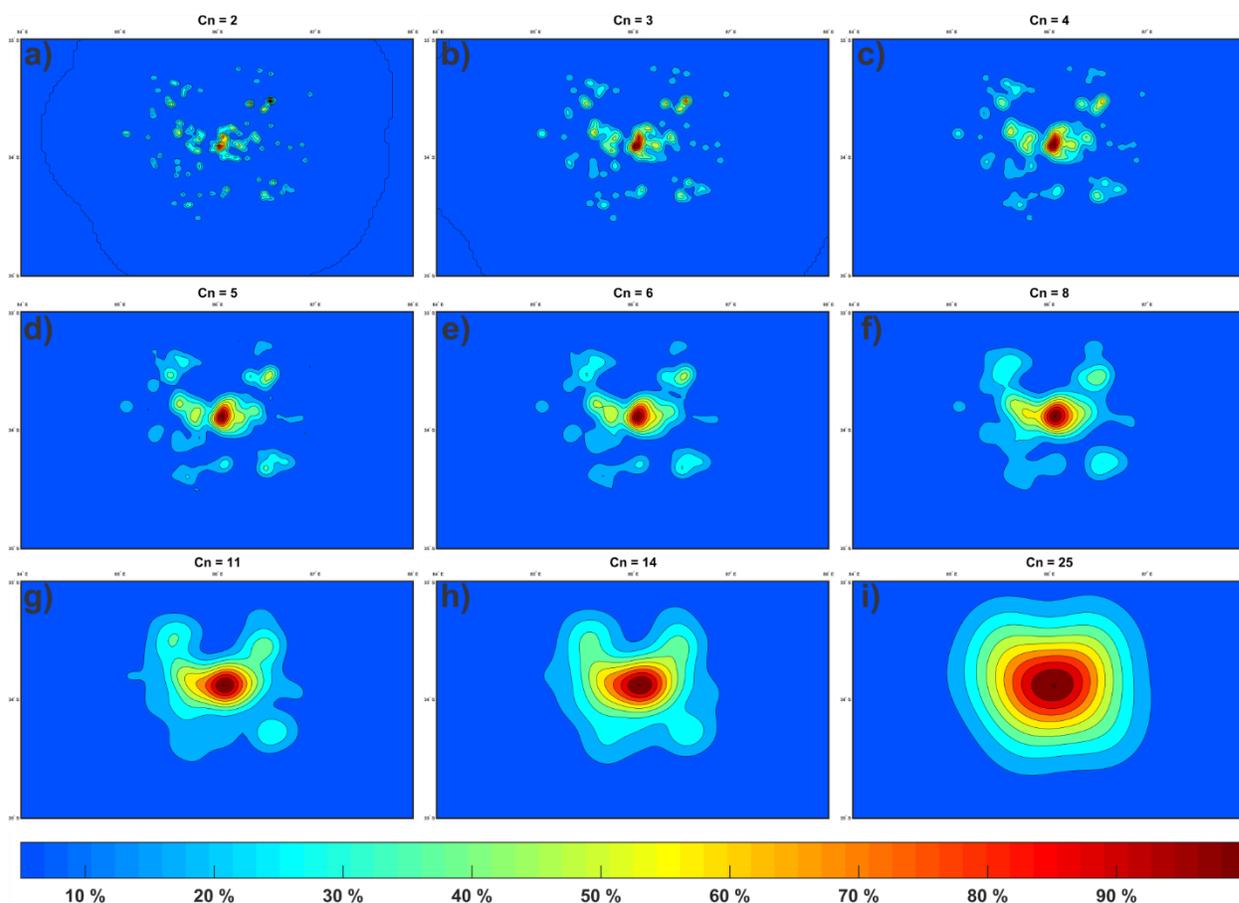


Figura 12. Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el Monte Kunapipi, Venus. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.

3.2 Campos volcánicos sin estructura dominante

Para los campos volcánicos sin estructura dominante se generaron 94 FDPs para las tres áreas de estudio. En la Tabla 2 se muestran la cantidad de centros eruptivos en cada una de las áreas, así como el área aproximada de cada una.

Tabla 2. Número de centros eruptivos y área de cada uno de los campos volcánicos sin estructura dominante.

Región	Número de centros eruptivos	Área
Cascadas, Tierra	424	67, 127.189 km ²
Syria Planum y Tharsis Montes, Marte	858	7, 033, 400.471 km ²
Beta-Atla-Themis, Venus	4146	5, 765, 126.144 km ²

3.2.1 Segmento de las Cascadas, Tierra

La secuencia de FDPs para el segmento del arco de las Cascadas se muestra en la figura 13. La FDP con valor del factor de suavizado $C_n = 3$ muestra cinco grupos mayores que a su vez contienen subgrupos con diferentes orientaciones de elongación. Los grupos mayores están orientados norte-sur, otro está orientado este-oeste. En cuanto a su tamaño, el grupo que se encuentra más al norte es el más grande con relación a su área, mientras que el más pequeño es el que se encuentra al oeste. A esta escala se observan aproximadamente 18 grupos más pequeños de diferentes tamaños. La orientación de la elongación general de todo el grupo de centros es norte-sur. Algunas de las mayores concentraciones de centros eruptivos, contorno 40 % o más, coinciden con los estratovolcanes que se encuentran en el área, al este con el Monte Adams y al sur con el Monte Jefferson.

A $C_n = 4$ los cinco grupos mayores se reducen a cuatro, ya que los que se encontraban más al oeste se fusionaron en uno solo. El que se generó tiene orientación este-oeste, mientras que los tres grupos restantes mantuvieron su orientación norte-sur. Algunos de los subgrupos dentro de los grupos mayores también se fusionaron. El grupo que se encuentra más al sur con contornos de 40 % a 80 % coincide con el Monte Jefferson. En relación a su tamaño, el grupo que se encuentra al oeste y el del norte son los campos con una mayor área.

Para escala con factor de suavizado de $C_n = 5$ se mantienen los cuatro grupos con sus respectivas orientaciones. Las orientaciones de las concentraciones de los subgrupos es la misma que la del grupo en general que las contienen. Existen algunas excepciones donde el subgrupo no muestra una orientación preferencial, sino que la concentración del subgrupo forma casi un círculo. En cuanto a tamaño el que tiene mayor área es el grupo del oeste; los grupos más pequeños alrededor de los grupos mayores se redujeron a seis.

A $C_n=6$ el número de grupos mayores se redujo a tres debido a que el grupo del norte y el del este se fusionaron formando un grupo más grande. La orientación sigue siendo norte-sur al igual que el del grupo del sur. La orientación del grupo del oeste sigue siendo este-oeste. Los subgrupos mantienen la orientación del grupo mayor con algunas excepciones en las cuales no se muestra una orientación preferencial. Se observan tres grupos pequeños, uno en el norte, otro al oeste y el otro al sureste.

La FDP a $C_n=7$ describe un solo grupo, sin embargo, los subgrupos están ahora formados por los que eran grupos mayores a escalas más pequeñas. Así, en el grupo principal se encuentran ocho concentraciones de centros eruptivos. El grupo en general tiene una orientación norte-sur. Se mantienen tres grupos más pequeños alrededor del grupo grande.

A $C_n=8$ el área de este grupo incrementa en comparación con el de la escala anterior ($C_n=7$). Dos grupos pequeños se juntaron con el mayor, y quedaron dos aislados, uno que ya se observaba en las escalas anteriores y uno nuevo, la orientación general sigue siendo norte-sur. Existen tres subgrupos principales. La orientación de una parte del subgrupo del norte se hace más norte-sur (la parte más al este en $C_n=7$ presentaba una dirección más NO-SE). Las dos concentraciones del sur coinciden con el Monte Jefferson (al extremo sur) y alrededor del Monte Hood. La concentración del centro (contornos 40 % al 80 %) coincide con centros eruptivos alrededor del Monte Adams. El pequeño grupo en la parte norte (contorno 20 %) coincide con el Monte Rainier.

A escala $C_n=9$ se mantiene el grupo principal, pero sólo dos subgrupos, debido a que el del oeste y el del norte se juntaron para formar uno solo, los contornos que forman este grupo ahora son continuos. En las escalas anteriores ($C_n=8$ y menores) existen dos grupos pequeños fuera del principal. Al norte se observan dos concentraciones con orientaciones NE-SO y NO-SE, al oeste una más con orientación este-oeste y al sur otra más con orientación norte-sur.

La FDP en este rango de valores del factor de suavizado ($C_n=10$ a 14) muestra al grupo más homogeneizado y se observan cuatro grandes concentraciones. Las orientaciones siguen siendo las mismas. Sólo se observa un grupo fuera del principal, el que coincide con el Monte Rainier, que a escala $C_n=14$ se une al grupo principal. Las concentraciones que se encuentran al norte se están juntando para formar una sola.

En $C_n = 15$ a 19 se muestra como las dos concentraciones principales se están juntando en la parte norte para formar posiblemente una sola, cambiando las orientaciones de ambas a una dirección con tendencia este-oeste. Además, el grupo principal va creciendo en área.

La FDP para valores del factor de suavizado entre 20 y 24 muestran zonas de alta concentración en el norte que se fusionaron para formar una sola y tiene una orientación preferencial este-oeste. De la misma manera la zona de alta concentración oeste se empieza a juntar con la norte.

En escalas de $C_n = 25$ a 28 la zona del norte y del oeste se han fusionado en una sola teniendo una orientación noreste-suroeste, ésta es la de mayor tamaño. La zona aislada del sur mantiene su orientación norte-sur. Sigue creciendo el área general.

Para valores del factor de suavizado entre 29 y 55 el análisis estadístico muestra como la zona de concentración sur comienza a unir a la principal. La forma del grupo se va haciendo cada vez más parecida a la de una elipse con orientación principal NE-SO y lo que queda de la zona norte-sur que al final se une a la principal.

A escalas de factor de suavizado de 55 en adelante el grupo es uno sólo con una zona de concentración en el centro con orientación NE-SO, mientras la orientación del grupo en general es norte-sur. La forma de la concentración y la de todo el grupo es una elipse.

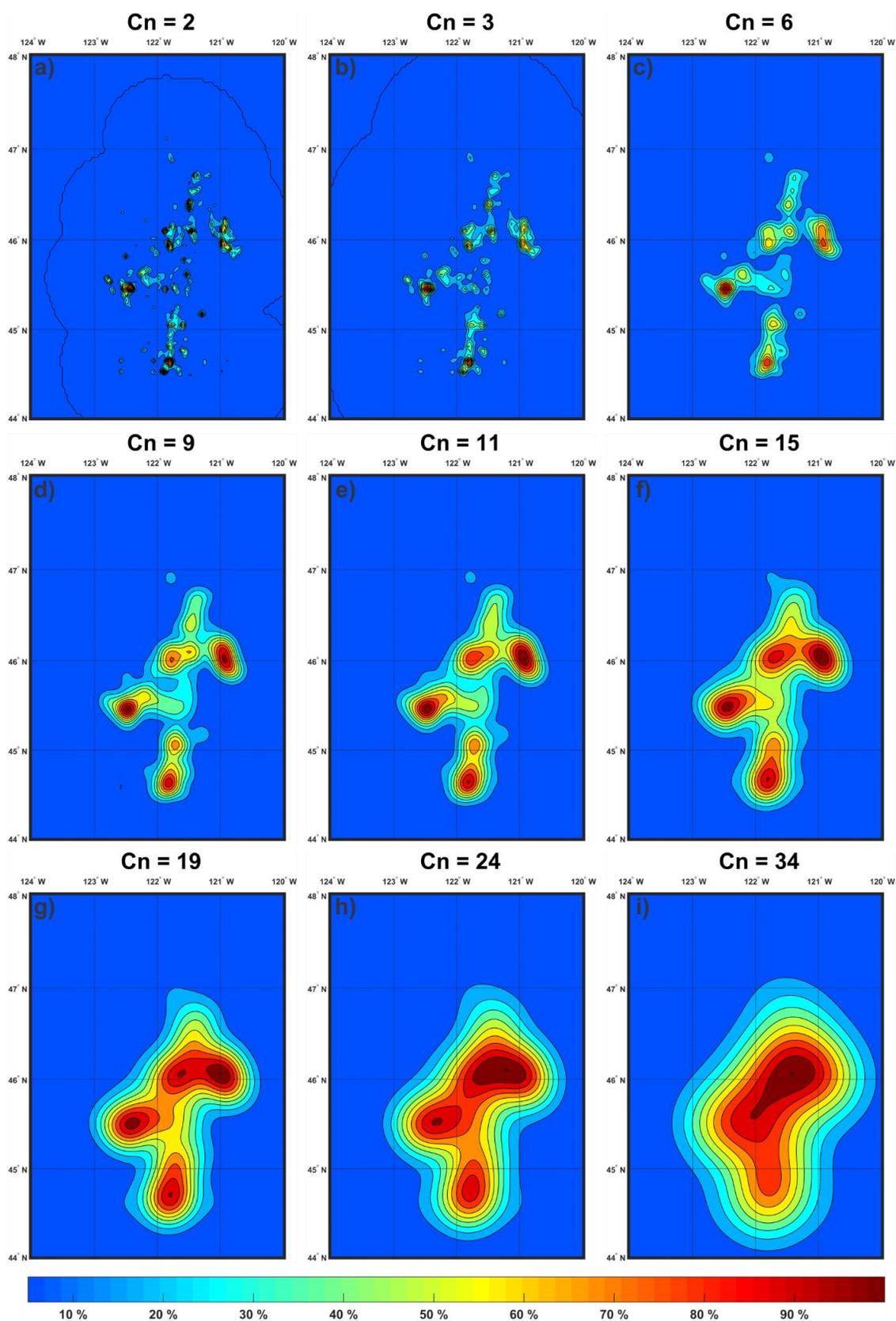


Figura 13. Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el área de las Cascadas, Tierra. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.

3.2.2 Syria Planum y Tharsis Montes, Marte

La secuencia para la zona de estudio en Marte se muestra en la figura 14. Para un valor de factor de suavizado de 20 la FDP el área muestra tres grupos de mayor área y 15 más pequeños. Tanto dentro de los grupos grandes como en los pequeños existen subgrupos. Dos grupos mayores están orientados NE-SO y están ubicados al SSO de los montes Ascraeus y Pavonis y, el grupo ubicado al sureste del área (Syria Planum) tiene orientación NO-SE. Los grupos ubicados en la zona de Tharsis forman una V.

A $C_n = 30$ el número de grupos se mantiene en tres grandes, ocho medianos y cuatro pequeños. Los subgrupos se combinaron para formar subgrupos más grandes. La mayoría de los grupos tienen orientación NE-SO (ubicados en Tharsis), el segundo grupo más grande (ubicado en Syria Planum al SE del área) tiene orientación NO-SE, otros grupos medianos no tienen ninguna orientación preferencial.

La FDP para valores del factor de suavizado de 40 muestra como el número de grupos grandes se redujo a dos, pues el grupo central se ha fusionado con un grupo al norte, éstos mantienen la orientación NE-SO. Los subgrupos dentro de los grupos más grandes se redujeron en número. El segundo grupo más grande al SE se mantiene con una orientación NO-SE. Los grupos de tamaño mediano y pequeño se redujeron a siete y tres respectivamente. Los cinco grupos medianos que se encuentran al oeste no presentan una orientación preferencial.

A $C_n = 50$ los grupos grandes se mantienen en dos con sus respectivas orientaciones. El principal cambio es que el número de grupos medianos bajó a cinco y los pequeños a uno. Los subgrupos se juntaron mostrándose más homogéneos.

Para $C_n = 60$ a 70 se siguen observando dos grupos principales. El grupo que se encuentra en el centro, en Tharsis, ha crecido debido a que varios grupos más pequeños se unieron a éste. El número de grupos medianos ahora es cuatro, mientras no existe ninguno pequeño. Aunque exista la distribución anteriormente descrita, hay tres concentraciones (contornos superiores a 80 %) en tres zonas: dos dentro del grupo mayor centro (Tharsis) y una dentro del grupo del SE (orientación: NO-SE). Las orientaciones se mantienen, sólo que ahora el grupo central tiene dos ramificaciones formando una V, un brazo con dirección NE y otro NO.

La FDP para valores del factor de suavizado entre 80 y 90 muestra como los grupos principales que forman la V se juntan y adoptan la orientación NE-SO. Se observan sólo tres grupos menores, uno al suroeste (al

oeste del Monte Arsia), otro al norte (al este del Monte Ascraeus) y otro en el este (este del Monte Pavonis). El grupo ubicado al sureste mantiene su orientación NW-SE. En general el área de los grupos ha estado creciendo a lo largo de las diferentes escalas.

A $C_n = 100$ los dos grupos principales se unificaron, las zonas donde mayor concentración siguen siendo en el centro, centro-norte y el sureste. La zona sureste es perpendicular en orientación a la zona centro. Existen tres grupos de tamaño mediano ubicados cerca del grupo más grande. Aún se puede observar la V en el extremo oeste del grupo principal.

Para $C_n = 110$ a 130 el grupo principal se ha fusionado con los grupos medianos que se encontraban al norte y al este, dejando solo un grupo al oeste. Las concentraciones principales siguen siendo tres, dos conectadas entre sí y la sureste sigue siendo perpendicular a estas dos.

A $C_n = 140$ a 190 las zonas con tres concentraciones se empiezan a juntar para formar una sola, se mantiene el grupo aislado al oeste. Las concentraciones principales se unen cada vez más a diferentes líneas de contorno, al punto que a una escala de $C_n = 170$ desaparece la concentración que se encuentra en el norte, pasando a ser parte del subgrupo central. Se mantienen las orientaciones.

En el rango de valores de factor de suavizado entre 200 y 240 desaparece el último grupo pequeño (ubicado al oeste del Monte Arsia), quedando solamente un gran grupo con dos concentraciones principales (contornos mayores a 90%): una central con orientación NE-SO y una al sureste con orientación NO-SE.

Para valores de factor de suavizado entre 250 y 340 las grandes concentraciones que se encuentran perpendiculares entre sí se empiezan a unir y el grupo en general tiene una orientación NO-SE. Para valores más altos del factor de suavizado el grupo se van haciendo cada vez más circular, solamente un poco alargados en la dirección NO-SE.

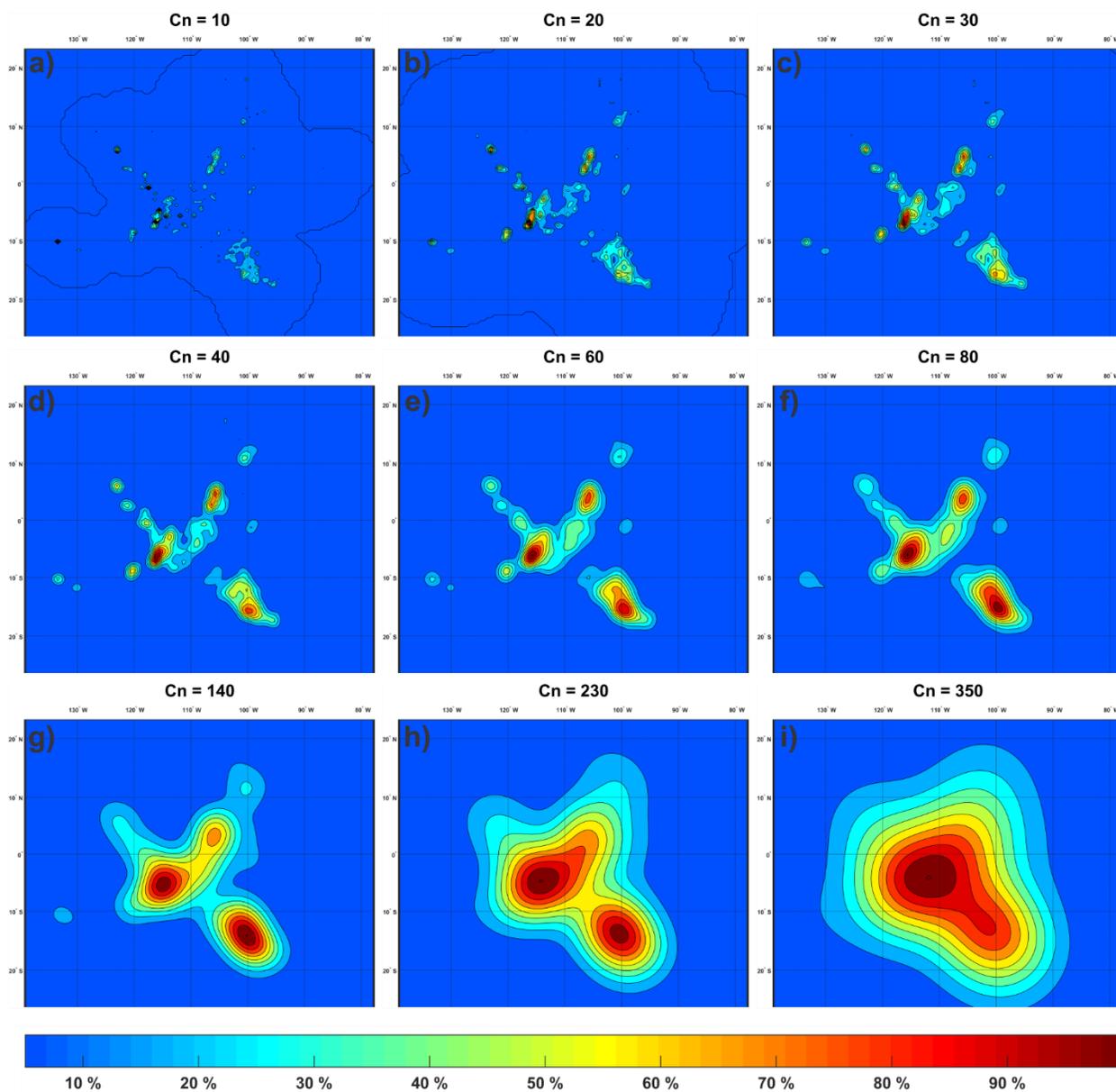


Figura 14. Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el área en Syria Planum y Tharsis Montes, Marte. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.

3.2.3 Segmento de Beta-Atla-Themis, Venus

La figura 15 muestra la secuencia obtenida para la porción de la zona BAT en Venus. A $C_n = 30$ se observan 11 grupos principales, uno de ellos en el extremo este del área estudiada la atraviesa de norte a sur. Dentro de los grupos se encuentran subgrupos con diferentes orientaciones, mayormente este-oeste seguida de

norte-sur y noroeste-suroeste. También existen 25 grupos más pequeños que al igual que los grandes no presentan orientaciones preferenciales.

La FDP para valor del factor de suavizado de 40 muestra que el número de grupos se redujo debido a que algunos se fusionaron. Se observan nueve grupos grandes y 13 más pequeños. Tanto los grupos grandes y los pequeños contienen dentro subgrupos. Los grupos y subgrupos tienen diferentes orientaciones.

Para valor de factor de suavizado de 50, los grupos grandes se redujeron a tres mientras que los pequeños a nueve. El mayor grupo está formado por la unificación de los grupos que se encuentran al norte y el de gran longitud al este. Estos grupos siguen teniendo subgrupos de diferentes direcciones. Los grupos grandes tienen diferentes orientaciones, siendo predominante la orientación norte-sur, seguida de este-oeste y finalmente NW-SE. Para valores del factor de suavizado de 60 se observan dos grupos principales y siete más pequeños. La concentración principal tiene orientación norte-sur y en su parte norte los contornos menores a 60 % tienen orientación noroeste.

Para $C_n = 70$ la FDP está definida por dos grupos grandes y cinco pequeños. Los subgrupos dentro del grupo mayor tienen diferentes orientaciones. El subgrupo de mayor concentración tiene orientación norte-sur y se encuentra ubicado en la porción centro-noreste. Las concentraciones que se encuentran al oeste del área son más redondeadas que elípticas. Para valor del factor de suavizado de 80 los grandes grupos forman uno sólo. Existen tres pequeñas agrupaciones alrededor del grupo principal.

En la FDP con valor de factor de suavizado de 90 se observa como todos los centros eruptivos forman un solo gran grupo, se mantienen los tres grupos pequeños. Los subgrupos siguen presentando diferentes orientaciones, la mayoría presentan una dirección noroeste-sureste, aunque son muy circulares.

A $C_n = 100$ los datos conforman un sólo grupo. La orientación del grupo en general es este-oeste. Las concentraciones principales dentro del grupo presentan orientaciones norte-sur (la que se encuentra al este), al lado de ésta (al oeste) son más circulares. Al oeste la mayoría de los subgrupos tienen orientación NW-SE, solamente uno tiene orientación NE-SW.

En $C_n = 100$ a 120 la orientación general del grupo se mantiene (este-oeste). Las orientaciones de los subgrupos se mantienen igual que en la escala anterior ($C_n = 100$).

A $C_n = 130$ los subgrupos principales tienen la siguiente configuración: el subgrupo que se encuentra más al este es alargado con dirección norte-sur, el grupo principal ubicado al oeste del alargado tiene una orientación norte-sur también. Al sur de ésta se encuentra un subgrupo con orientación este-oeste. En la porción oeste la orientación predominante es NW-SE, solo un pequeño subgrupo tiene dirección NE-SW.

Para un valor del factor de suavizado de 140 los subgrupos se han unido más, el único subgrupo de orientación NE-SW ha cambiado a una más norte-sur por la influencia de la predominantemente NW-SE que se encuentra al sur de la mencionada.

El cambio principal a $C_n = 150$ es que los subgrupos de la porción oeste se están uniendo en uno solo y están adoptando la orientación predominante entre ellos (NW-SE). El subgrupo ubicado al oeste de la concentración principal (circular) también se está uniendo a ésta. La mayor concentración de densidad a $C_n = 160$ se encuentra ubicada en el norte sin dirección preferencial, al este de esta zona existe otra de una alta concentración con dirección norte-sur.

Los subgrupos centrales en $C_n = 170$ a 180 se van uniendo cada vez más, hasta hacer que ambas zonas de concentración se unan en una sola. El grupo muestra ramificaciones hacia el sur que salen de manera abrupta de la zona central con dirección este-oeste. Existen dos pares de zonas de mayor densidad que son perpendiculares entre sí (norte-sur y este-oeste). El grupo estuvo creciendo en área conforme se aumentaba en escala. En $C_n = 190$ a 270 las zonas de alta densidad se siguen unificando predominando la dirección este-oeste y, en la parte oeste una zona está creciendo en dirección norte-sur.

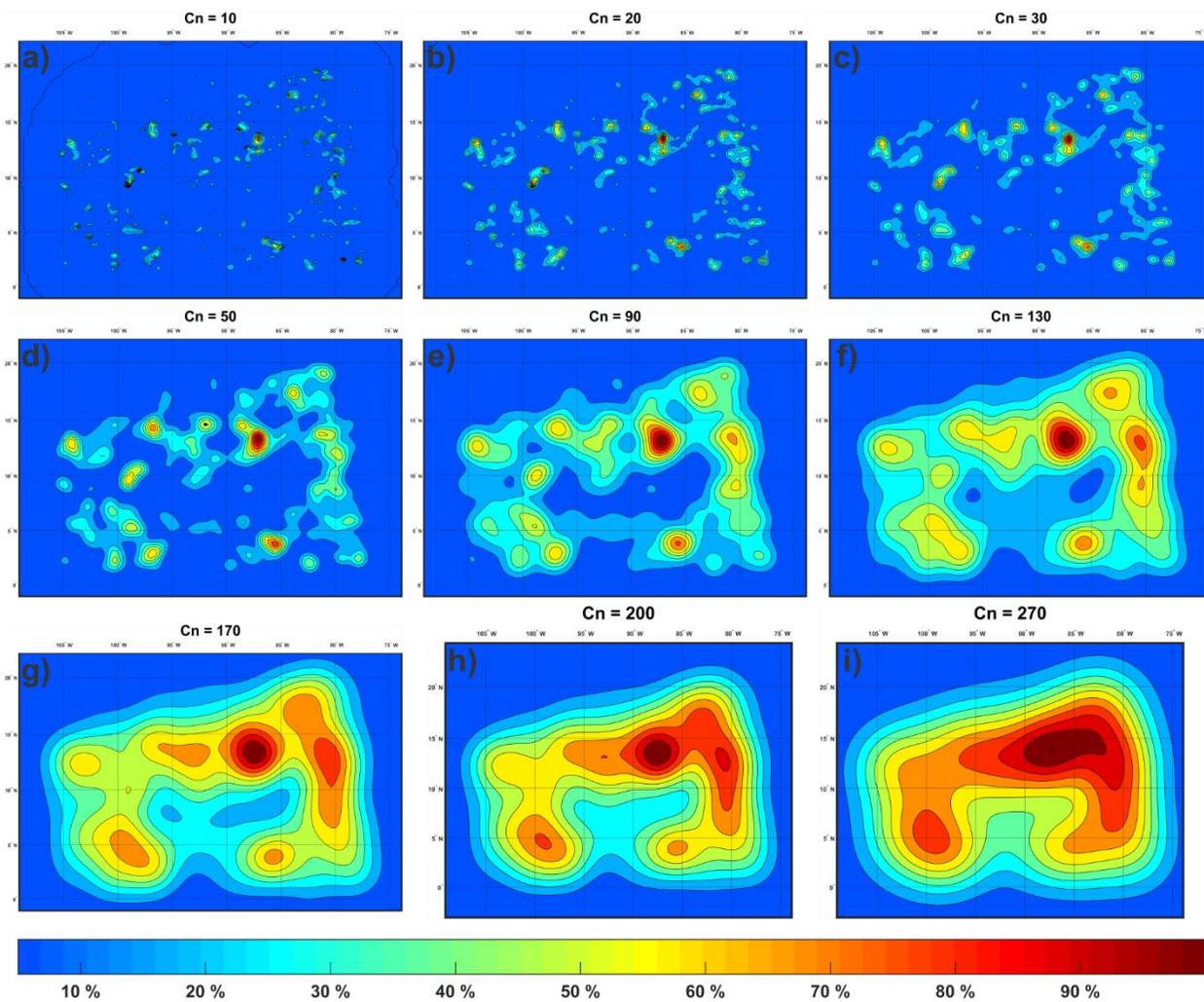


Figura 15. Secuencia de FDPs resultantes progresivas para el área en Beta-Atla-Themis, Venus. Los contornos marcan los porcentajes de densidad máxima a diferentes valores del factor de suavizado.

Capítulo 4. Discusión

4.1 Campos volcánicos con estructura dominante

4.1.1 Pinacate, Tierra

La secuencia de FDPs mostrada en la figura 6, y descrita con detalle en el capítulo anterior, captura varios elementos estructurales y magmáticos importantes de este volcán. Por ejemplo, los tres grupos de alineaciones que forman los centros volcánicos en el área de El Pinacate reveladas por el análisis estadístico en los valores bajos del factor de suavizado ($C_n = 1$), coinciden claramente con las zonas de ruptura descritas en trabajos previos (Figuras 16a y 4f).

En algunos estudios se ha dividido al Pinacate en dos regiones de concentración del vulcanismo, una norte y una sur, las cuales son identificables en los resultados del análisis estadístico a valores medios del factor de suavizado ($C_n = 2$, Figura 16c.) El trabajo de Campos-Enríquez et al. (2019) permite explicar esta división del vulcanismo en dos zonas. En la Figura 16c se aprecia como para el área del Pinacate existe un aumento de la profundidad de la isoterma de Curie con dirección norte. Este gradiente es consistente con la mayor concentración de centros eruptivos en la parte sur del volcán, ya que material de alta temperatura se encuentra a profundidades más someras en esa área, lo que hace que exista mayor posibilidad que el magma llegue a la superficie en comparación con la parte norte, en la que el material de alta temperatura se encuentra más profundo.

Por otro lado, en el mismo trabajo Campos-Enríquez et al. (2019) muestran un mapa de anomalía de campo magnético total para la zona. En ese mapa se observa como el área del Pinacate presenta una anomalía magnética positiva la cual tiene una forma similar a las que presenta la distribución para los contornos de con valores del factor de suavizado 2 (Figuras 16c y 16d), con la zona norte más amplia que la parte sur. Las anomalías magnéticas regionales mostradas en este mapa tienen una orientación NO-SE, que coincide claramente con la zona de rompimiento central, identificada por los contornos de la figura 15a.

Finalmente se hace notar que para valores altos del factor de suavizado ($C_n = 4$, Figura 6h) la distribución es unimodal con una dirección general de elongación norte-sur. Gutmann (2017) atribuye este alargamiento norte-sur del campo volcánico a fusión local del manto más relacionado al *Basin and Range*

que a la apertura del Golfo de California. Esa dirección de alargamiento de la FDP coincide claramente con la orientación regional de los contornos de la temperatura de Curie mostrada en la Figura 16c.

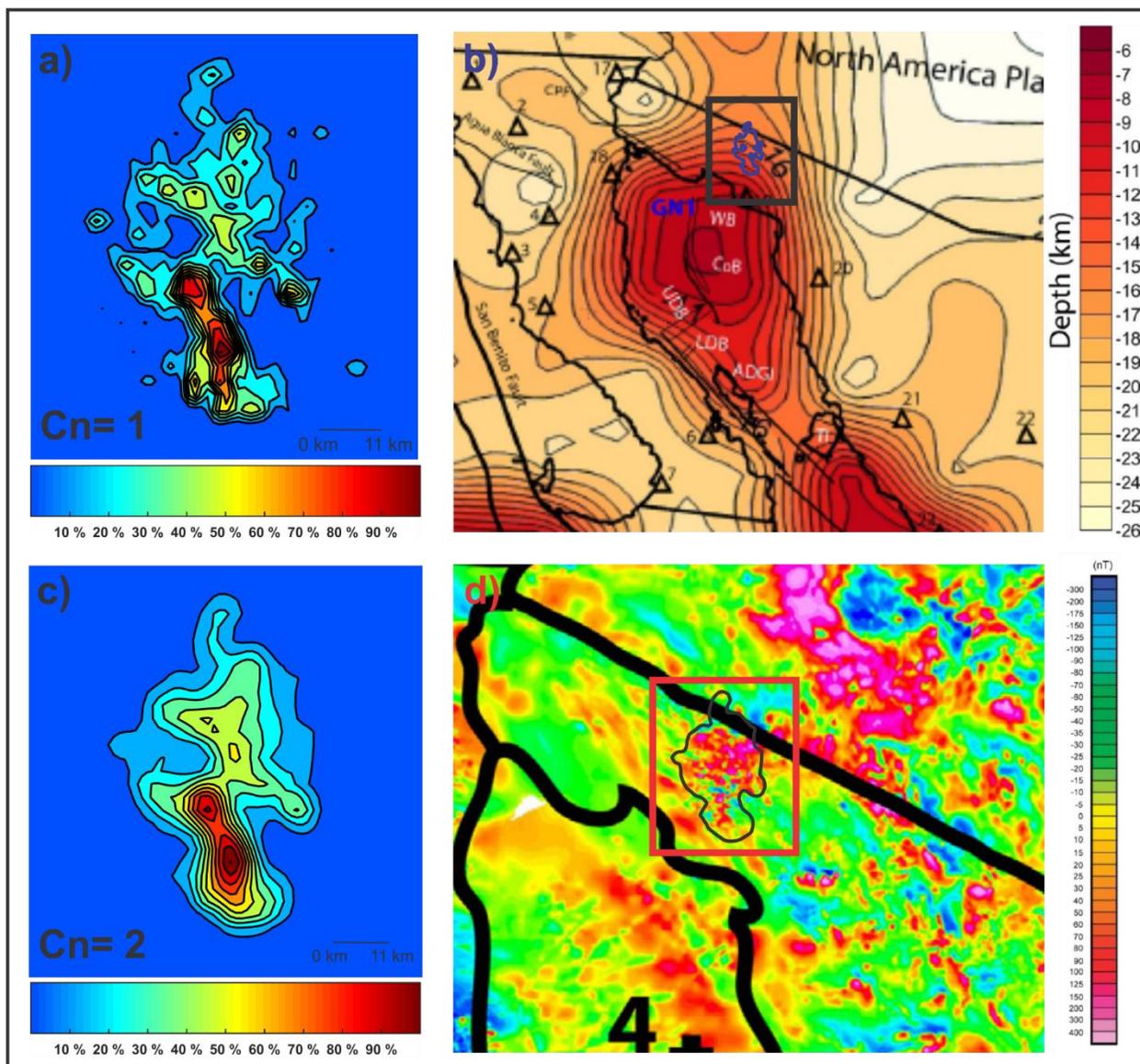


Figura 16. a) Mapa de contornos de densidad para el área del Pinacate para un valor del factor de suavizado de 1. b) Porción del mapa de la profundidad de la isoterma de Curie en noroeste de México y suroeste de EUA de Campos-Enríquez et al. (2019). Los triángulos muestran las ubicaciones de las estaciones sísmológicas. El rectángulo negro enmarca la zona del Pinacate (color azul) delineada por el límite del mapa de densidad para valores del factor de suavizado de 1. c) Mapa de contornos de densidad para el área del Pinacate para un valor del factor de suavizado de 2. d) Porción del mapa de anomalía magnética total para el noroeste de México y suroeste de EUA de Campos-Enríquez et al. (2019). El rectángulo rojo enmarca la zona del Pinacate delineada por el límite del mapa de densidad para valores del factor de suavizado de 2.

4.1.2 Mauna Kea, Tierra

En contraste con la distribución observada en el Pinacate, la secuencia de FDP del volcán Mauna Kea es extremadamente simple. La distribución de los centros eruptivos del volcán Mauna Kea en Hawaii para valores pequeños y medianos del factor de suavizado ($C_n = 1$ y 2), permiten la identificación de las tres zonas de ruptura del volcán que Fiske y Jackson (1972), y Porter (1972) destacaron en sus trabajos (Figuras 17a y 17b). Cuando se utilizan valores del factor de suavizado mayores ($C_n = 6$, Figura 7h) los contornos de mayor densidad de centros eruptivos son consistentes con una cámara magmática a profundidad con una forma circular, o al menos un volcán dominado por ascenso de magma en un conducto central. La diferencia entre las FDP de los volcanes Mauna Kea y Pinacate es compatible con una evolución más simple en el caso del Mauna Kea.

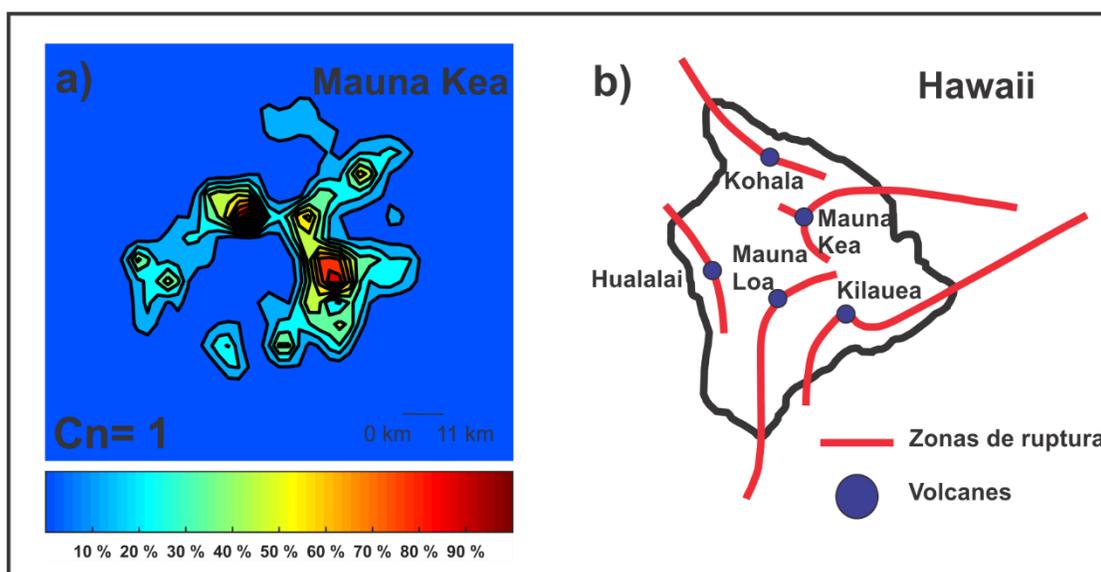


Figura 17. Comparación entre los resultados del método estadístico para el volcán Mauna Kea y las zonas de ruptura reportadas por Fiske y Jackson (1972). a) Mapa de contornos de densidad para el área del Pinacate para un valor del factor de suavizado de 1. b) Los diques de los volcanes de la isla de Hawaii están influenciados por los esfuerzos gravitacionales que ejercen los volcanes preexistentes sobre los más jóvenes (Modificado de Fiske y Jackson, 1972).

4.1.3 Marius Hills, Luna

La distribución de centros eruptivos para valores bajos del factor de suavizado ($C_n = 4$, Figura 8a) en el área de Marius Hills describe una serie de alineamientos que se pueden asociar con fracturas preexistentes causadas por enfriamiento del edificio principal que después sirvieron como conductos para el magma.

Otra posible formación de estos diques es que hayan sido puramente magmáticos y que los esfuerzos generados por el emplazamiento del magma los hayan causado. Al aumentar el valor del factor de suavizado a 12 se forman subgrupos individuales de concentración del vulcanismo que podrían estar asociadas a zonas de convergencia de diques.

A escalas más grandes ($C_n = 28$, Figura 8i) la configuración de los contornos de mayor densidad (80 % y superiores) con una forma elíptica orientada ligeramente al este-sureste se puede interpretar en términos de la forma y orientación más probable de la cámara magmática. Esta interpretación tiene como apoyo las anomalías de aire libre descritas por Kiefer (2013). Como se observa en la Figura 18 la anomalía de mayor valor se encuentra encima de la estructura y coincide en ubicación con la mayor densidad de centros eruptivos calculados por medio del análisis estadístico. Al sur del volcán, se encuentra una pequeña acumulación de centros eruptivos que presentan una configuración circular para una FDP con $C_n = 14$. Estos centros coinciden en ubicación con la anomalía gravimétrica de aire libre al sur del volcán reportada por Kiefer (2013) que tiene la misma forma general. La anomalía residual localizada en la latitud 11° también concuerda con una acumulación de centros eruptivos encima del volcán observada en el análisis estadístico como parte del alargamiento de los contornos de mayor densidad en $C_n > 20$, o como centros locales de concentración en C_n entre 12 y 16.

El volcán Marius Hills y los dos volcanes terrestres (Pinacate y Mauna Kea) son casos en los que se tiene información geofísica, y tectónica suficiente para poder hacer las comparaciones descritas hasta ahora en este capítulo. Estas comparaciones muestran como el método estadístico describe adecuadamente características del sistema volcánico a diferentes escalas. La interpretación que se hace de las demás zonas de estudio incluidas en esta tesis se hace con base en los resultados arrojados por los tres volcanes para los cuales se tiene mayor información.

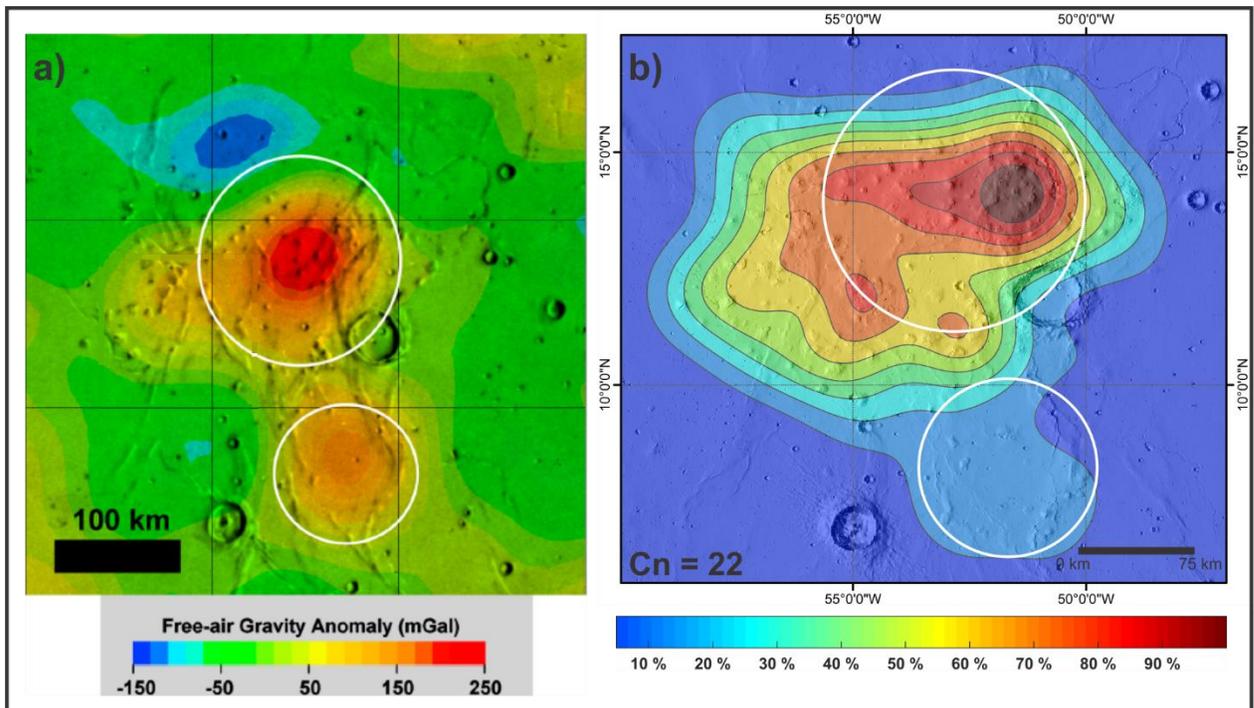


Figura 18. a) Mapa de anomalía de aire libre de Kiefer (2013). Los círculos blancos muestran las localizaciones de las dos anomalías norte y sur. b) Mapa de contornos de densidad de Marius Hills para un valor de suavizado de 22 con la ubicación de las dos anomalías modeladas por Kiefer (2013).

4.1.4 Monte Rümker, Luna

La densidad obtenida para los centros eruptivos del volcán Rümker con valores bajos de factor de suavizado ($C_n=4$, Figura 9c) muestra cuatro grupos. En cada uno de estos grupos se muestran alineaciones de los centros eruptivos que describen posibles zonas de ruptura del volcán que han transportado el magma a la superficie, dos de éstas se encuentran sobre la estructura principal del volcán y dos más en la cercanía de esta.

Considerando un valor del factor de suavizado de 7 (Figura 9f) se observan las cuatro zonas con presencia de vulcanismo, concentrándose al oeste del volcán. La mayor parte del vulcanismo ubicado al este del área no se encuentra encima del edificio volcánico. El arreglo de los centros eruptivos que se encuentran encima del volcán presenta entonces una configuración concéntrica con una marcada asimetría. Aunque las FDPs sugieren que este volcán tiene una configuración de las zonas de ruptura que no se asemeja ni al volcán El Pinacate ni al volcán Mauna Kea, podemos atribuir su estructura interna a la influencia de esfuerzos magmáticos más que a los esfuerzos regionales. La concentración asimétrica de centros

eruptivos es semejante en términos generales con la distribución encontrada en Marius Hills. Por lo tanto, el análisis estadístico presentado en este trabajo sugiere que hay una mayor concentración de magma (intrusivos) en la parte oeste del monte Rümker, misma que sigue una configuración muy semejante a la observada en Marius Hills.

4.1.5 Monte Olimpo, Marte

En el análisis estadístico para valores bajos del factor de suavizado ($C_n = 10$, Figura 10b), los centros eruptivos en el Monte Olimpo presentan diferentes orientaciones de alineaciones. Estas alineaciones presentan una organización circular (concéntrica) e interrumpida en ciertos lugares. En la configuración de los contornos para valores medianos del factor de suavizado ($C_n = 40$, Figura 10f) los centros eruptivos se agrupan en dos zonas, marcando dos zonas de alta concentración de vulcanismo, una al norte y otra al sur. Estas dos zonas pueden evidenciar la presencia de dos grupos de diques que alimentaron el vulcanismo. Otra posible explicación para estos dos altos en densidad es que existan dos reservorios más someros a parte del reservorio principal, siendo el que se encuentra al norte el que más vulcanismo ha generado.

Si se consideran distancias relevantes muy grandes, los contornos generados a partir de valores altos del factor de suavizado (Figura 10i) presentan una configuración casi circular, lo que sugiere una cámara magmática de forma similar. Como ésta presenta una concentración mayor de vulcanismo en la zona norte, es probable que el cuerpo de la cámara magmática tenga una distribución de magma irregular, con mayor volumen de magma en la porción norte.

4.1.6 Monte Var, Venus

Con base en los resultados del análisis de distribución espacial de los centros eruptivos en el Monte Var en Venus, se puede observar desde valores del factor de suavizado alrededor de 4 (Figura 11e) algunas alineaciones describiendo las zonas de ruptura del volcán. La mayoría de estas alineaciones forman una configuración radial con centro en la zona de mayor densidad. Estas alineaciones concuerdan con la orientación de fracturas que se encuentran alrededor de la zona del volcán. Alineaciones en la parte sur

del volcán ($C_n = 2.5$, Figura 11b) están influenciadas por otro grupo de fracturas que se encuentran en dirección NE-SO en la parte sur del área.

A distancias relevantes mayores (a partir de $C_n = 7$, Figura 11h) se describe la zona de mayor densidad, la cual se interpreta como la cámara magmática que alimenta el vulcanismo en la superficie con una forma elipsoidal con eje mayor orientado noreste-suroeste. Esta dirección (NE-SO) marcaría la dirección del esfuerzo máximo compresivo (σ_1) en el área del volcán en el tiempo del emplazamiento de las erupciones de flanco.

4.1.7 Monte Kunapipi, Venus

En análisis estadístico para el Monte Kunapipi en Venus se observa una concentración de centros eruptivos en la parte central del área. Cercanos a la zona centro del volcán se observan alineaciones con orientación este-oeste que describen claramente las zonas de ruptura del volcán ($C_n = 3$, Figura 12b), mientras que en las partes más alejadas los centros eruptivos se alinean con un grupo de fracturas radiales alrededor del volcán. Al oeste de la parte central del volcán no se observan configuraciones entre los centros eruptivos que den indicios de las posibles zonas de ruptura debido a que existe acumulación de lava que pudo haber cubierto algunos de los centros eruptivos en esta zona.

Para valores altos (alrededor de $C_n = 25$, Figura 12i) se deduce una probable morfología elipsoidal de la cámara magmática que alimenta al volcán con eje mayor orientado este-oeste. Lo anterior concuerda con el trabajo realizado por McGovern et al. (2014) donde con base en datos de topografía estiman la deformación que causa la formación de los rasgos tectónicos en el volcán. Esta deformación se la atribuyen a una cámara magmática con forma elipsoidal al igual que en la descrita por medio del método aplicado en este estudio. Además, la dirección este-oeste representa la dirección del esfuerzo máximo compresivo (σ_1) en el área del volcán en el periodo del emplazamiento de las erupciones de flanco.

4.1.8 Comparación entre campos volcánicos con estructura dominante en los cuatro cuerpos del Sistema Solar

Los análisis de distribución de centros eruptivos indican que los volcanes escudo de otros cuerpos del Sistema Solar se pueden clasificar en los mismos grupos que los terrestres: volcanes cuya distribución espacial de centros eruptivos está controlada mayormente por el campo de esfuerzos magmático y, volcanes cuyos centros eruptivos se encuentra controlados mayormente por el campo de esfuerzos regionales.

Al primer grupo (Figura 20) pertenece el Monte Olimpo, aunque en lugar de crear una configuración radial de diques, se creó una configuración concéntrica cerca del borde del edificio. Esta configuración pudo ser determinada solamente por los esfuerzos generados en el edificio volcánico. A este grupo podría pertenecer Monte Rümker. Sin embargo, debido a la poca cantidad de centros eruptivos en el edificio es difícil llegar a esta conclusión. La configuración de diques concéntrica ubicada en los flancos de los volcanes Monte Olimpo y posiblemente en el Monte Rümker es explicada por Kervyn et al. (2009) como el resultado de un cambio en la configuración de los esfuerzos, previniendo las erupciones verticales y favoreciendo la propagación lateral de los diques. Este efecto se ve mejor reflejado en valores medianos del factor de suavizado ya que estos volcanes presentan dos zonas opuestas donde se concentra el vulcanismo cerca de la base del edificio principal.

Al segundo grupo (Figura 21) pertenecen los volcanes Pinacate y Marius Hills ya que la configuración de las zonas de ruptura de estos volcanes está influenciada mayormente por el campo de esfuerzos regionales de la zona.

Los volcanes intermedios son Mauna Kea, Monte Kunapipi y Monte Var. La distribución espacial de los centros eruptivos en la parte central de estos tres volcanes refleja la influencia mayormente por los esfuerzos locales (mágmaticos) (Figura 19) creando patrones de distribución de diques radiales, aunque el campo de esfuerzos a escalas más grandes si tienen una influencia en la configuración tanto de la cámara magmática como de la trayectoria de los diques en su ascenso por la corteza hacia la superficie, generando que tanto la cámara magmática como los diques estén alargados en una cierta dirección.

El par compuesto por los volcanes Marius Hills y Pinacate presentan otra similitud entre ellos. Ambos volcanes reflejan marcadas señales geofísicas que evidencian la presencia de material que podría ser extruido más fácilmente. Estas señales se ubican en zonas donde el método estadístico utilizado marca

una clara concentración del vulcanismo. En ambos volcanes la concentración del vulcanismo está sectorizada. Para el volcán el Pinacate esto se puede interpretar con base en la isoterma de la temperatura de Curie en el trabajo hecho por Campos-Enríquez et al. (2019) donde coincide una profundidad más somera de la isoterma con la mayor concentración del vulcanismo. La sectorización del vulcanismo en el volcán Marius Hills está dada por un cambio en el campo de esfuerzos que favorece al vulcanismo en la parte norte del volcán y que desfavorece al vulcanismo en la parte sur (Kiefer, 2013). En cualquier caso, esas complejidades quedaron reflejadas en la distribución de centros eruptivos.

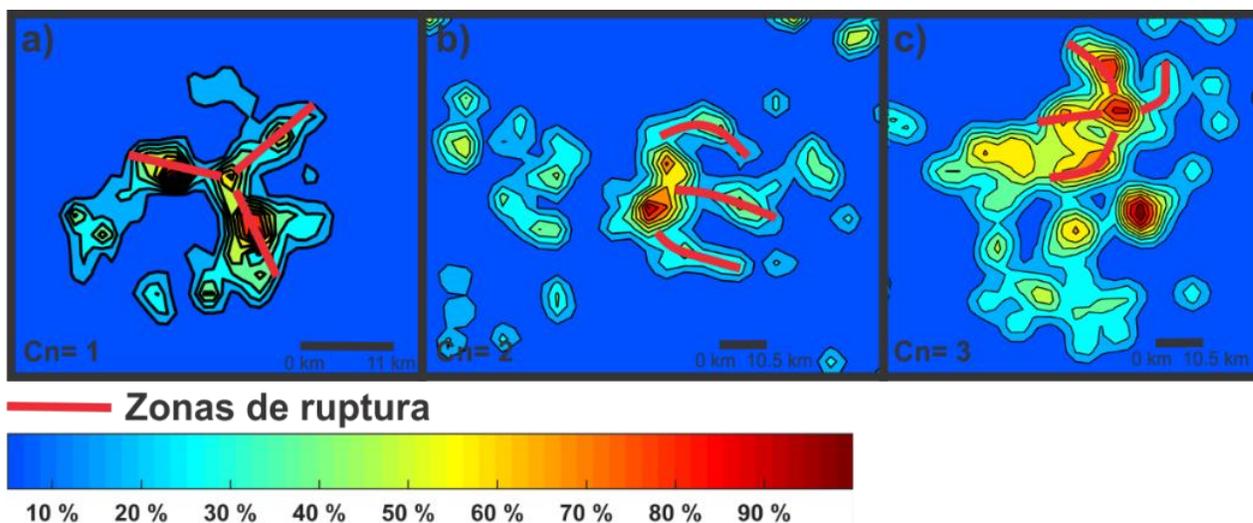


Figura 19. Grupo de volcanes que presentan una configuración radial de las zonas de ruptura combinada con la influencia de los esfuerzos regionales. a) Mauna Kea, Tierra (Cn= 1), b) Monte Kunapipi, Venus (Cn= 2), c) Monte Var, Venus (Cn= 3).

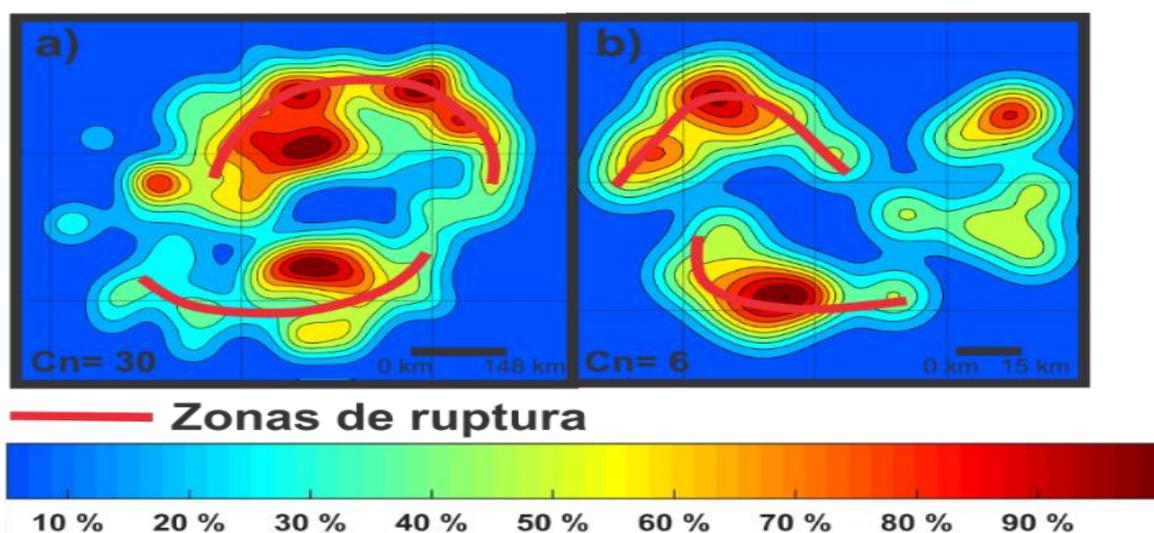


Figura 20. Grupo de volcanes que presentan una configuración concéntrica de las zonas de ruptura, determinada por los esfuerzos magmáticos. a) Monte Olimpo, Marte (Cn= 30) y b) Monte Rümker, Luna (Cn= 5).

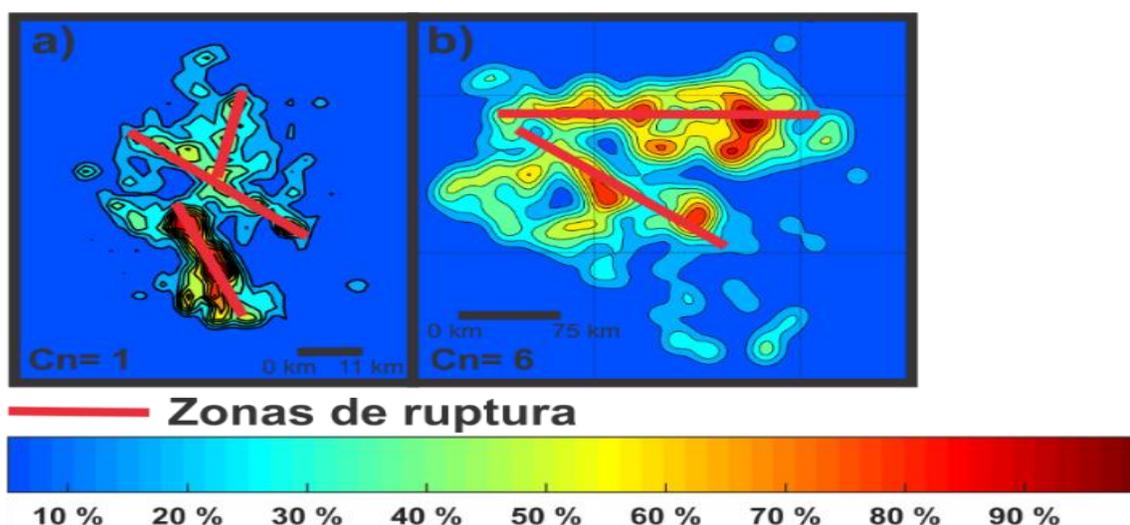


Figura 21. Grupo de volcanes que presentan una configuración de las zonas de ruptura determinada por los esfuerzos regionales. a) Pinacate, Tierra (Cn= 1), b) Marius Hills, Luna (Cn= 9).

4.2 Campos volcánicos sin estructura dominante

Las áreas seleccionadas en los planetas Venus, Tierra y Marte presentan una vasta actividad volcánica donde coexisten volcanes poligenéticos y campos de volcanes monogenéticos. Con base en la teoría de Takada (1994) en estas zonas de estudio se puede esperar que a lo largo de su historia volcánica hayan ocurrido dos situaciones: que el suministro de magma haya cambiado para dar pie a la formación de campos volcánicos monogenéticos en lugar de volcanes poligenéticos o viceversa, o que los valores de los esfuerzos diferenciales hayan cambiado.

4.2.1 Segmento de las Cascadas, Tierra

A lo largo de toda la secuencia de FDPs resultantes (con diferentes valores del factor de suavizado), la distribución mantiene una marcada dirección de elongación norte-sur. Esta orientación coincide con el vulcanismo esperado por la zona de subducción en la costa oeste de Estados Unidos. De hecho, en los resultados para el análisis estadístico con bajo factor de suavizado (Cn= 6, Figura 13c) se puede identificar el vulcanismo de arco en los grupos más al norte y al sur. Los otros dos grupos principales en este diagrama

tienen orientación perpendicular, extendiendo la influencia del vulcanismo hacia la zona de ante-arco (al centro) y de tras-arco (centro-norte).

Los mismos cuatro grupos se observan para valores medianos y altos del factor de suavizado ($C_n = 15$ y 24 , Figuras 13f y 13h) como zonas de mayor densidad relativa. Estas cuatro zonas de concentración de vulcanismo representan aumentos en la producción de magma que puede relacionarse con la hidratación del manto en la zona de subducción debido a heterogeneidades en la placa subducente tanto en el ángulo de subducción o en el contenido de volátiles en ella, siendo mayores en los extremos este y oeste. La dirección de elongación norte-sur está relacionada con la orientación del esfuerzo máximo compresivo (σ_1) representado al plano resultante entre σ_1 y σ_2 . La dirección de elongación este-oeste representa la orientación del esfuerzo mínimo compresivo, representando al plano formado entre σ_3 y σ_2 .

4.2.2 Syria Planum y Tharsis Montes, Marte

Comparando los resultados de esta zona con los resultados del área de las Cascadas se observa una configuración muy similar de la secuencia de FDP. De manera general, los contornos en Marte están más alargados en la dirección noroeste-sudeste lo que sugiere que ésta es la dirección de esfuerzo máximo compresivo (σ_1). La dirección nordeste-sureste representa entonces la dirección del esfuerzo mínimo compresivo (σ_3) para la fase de vulcanismo monogenético.

La mayor densidad de vulcanismo se encuentra en Syria Planum y en paralelo a los grandes estratovolcanes de Tharsis. En analogía con el caso terrestre, este patrón de distribución se interpreta en términos de dos zonas en el manto con una mayor cantidad de producción de magma. La identificación de dos zonas perpendiculares de actividad volcánica preferente es llamativa, ya que en el caso de Marte no hay un sistema de subducción documentado que explique la orientación regional de al menos una de ellas. Sin embargo, es más o menos claro que en Marte, a nivel de manto, también debe haber un control lineal fuerte que focaliza la actividad volcánica en superficie. El vulcanismo poligenético en Tharsis es explicado por medio de un modelo conceptual donde el vulcanismo está concentrado en esta zona a causa de una subida de material del manto a través de la litósfera. El magma de baja viscosidad formó primero a los volcanes poligenéticos y, después cuerpos pequeños de magma ascendieron por fracturas preexistente para generar el vulcanismo monogenético que se localiza entre los volcanes poligenéticos (Bleacher et al., 2007).

4.2.3 Segmento de Beta-Atla-Themis, Venus

La secuencia de FDPs para el segmento de la zona BAT en Venus también permite identificar zonas preferentes de concentración de actividad volcánica perpendiculares entre sí. La diferencia principal de esta zona en Venus con las de los dos planetas examinados previamente es que las áreas perpendiculares se tocan entre sí en sus extremos, en lugar de cortarse por el medio. En el segmento analizado existen dos direcciones preferenciales en la orientación de los contornos: norte-sur y este-oeste. Estas dos direcciones están delimitadas por dos pares de alineaciones. Un par está formado por la alineación que se encuentra ubicada en el extremo este y por la ubicada al extremo sur. El segundo par está formado por la alineación ubicada al extremo oeste y por la ubicada en el extremo norte. Si se comparan estos dos pares de alineaciones, se observa como el par formado por la alineación este y la alineación sur está más definido que el par compuesto por la alineación oeste y la norte. En este último par los contornos se presentan más distribuidos.

Considerando la explicación anterior, la interpretación de la configuración de los esfuerzos se considera más confiable en el par de alineaciones mejor definido, representado por las alineaciones ubicadas al este y al sur. Con base en estos contornos el esfuerzo máximo compresivo (σ_1) presenta una dirección norte-sur y el esfuerzo mínimo compresivo (σ_3) una dirección este-oeste.

Con base en rasgos geológicos mapeados en la superficie de Venus Nagasawa y Sasaki (1998) mostraron los cambios en la configuración de esfuerzos de la zona BAT. Ellos determinaron que la intrusión de coronae cambió la configuración de esfuerzos localmente en los lugares de las intrusiones. Sin embargo, la configuración de esfuerzos original contaba con una orientación norte-sur constante del esfuerzo máximo compresivo (σ_1). Esta configuración de esfuerzos concuerda con la configuración de esfuerzos obtenida a partir del análisis estadístico. De cualquier forma, la secuencia de FDPs sugieren que la orientación de los esfuerzos principales mantiene una orientación prácticamente constante a lo largo de grandes distancias en Venus.

4.2.4 Comparación entre campos volcánicos sin estructura dominante en los diferentes planetas

Cañón-Tapia (2016) asocia a la mayoría de los campos volcánicos emplazados lejos de los límites de placa con zonas de deformación intraplaca (deformación difusa caracterizadas por Gordon en 1998). El vulcanismo generado en el área de las Cascadas se encuentra en una zona de clara deformación al encontrarse ubicado en un límite de placas. De esta manera las zonas donde se encuentran emplazados los campos volcánicos delimitados por los contornos de las áreas en Marte y en Venus son zonas caracterizadas por deformación cortical evidenciadas por la alta concentración de vulcanismo.

En la configuración de los contornos para las diferentes áreas para distancias relevantes grandes resalta las diferencias entre las relaciones largo y ancho de las tres zonas de vulcanismo. Para el área seleccionada en la Tierra se puede ver como la dimensión que va de norte a sur es más larga en relación con la que va de este a oeste, teniendo una relación largo-ancho grande. En el área en Marte se observa algo similar, donde la dimensión con dirección noroeste-sudeste es más extensa que la nordeste-suroeste. En el área en Venus, resalta una relación largo-ancho más pequeña que en las dos zonas anteriores. Si se observan y comparan los pares de las zonas de elongación de los contornos, una con dirección norte-sur y otra este-oeste resalta una relación más pequeña entre las dimensiones de los contornos que en las áreas de la Tierra y de Marte. La explicación a esta configuración es que el vulcanismo en el área en Venus está más distribuido.

Una razón para explicar la amplia distribución del vulcanismo en el área en Venus en comparación con las otras dos, es que en Venus se combinan dos condiciones de la teoría propuesta por Takada en 1994: 1. Una alta tasa de producción de vulcanismo y, 2. Un valor mayor de los esfuerzos diferenciales (mayor en comparación con las zonas en la Tierra y en Marte, Figura 3) o, en general una baja emisión de magma. Estas condiciones disminuyen la localización del vulcanismo en una zona específica.

En la Tierra y Marte en cambio, para que haya cambiado el vulcanismo de poligenético a monogenético debió de haber cambiado la tasa de producción de magma, aumentando para generar vulcanismo poligenético y disminuyendo para la generación de vulcanismo monogenético. En estas dos zonas también se cumple la condición en la cual los esfuerzos diferenciales son bajos generando una localización del vulcanismo en zonas estrechas.

Al igual que en el caso de los volcanes escudo, los valores bajos del factor de suavizado pueden determinar estructuras más someras (de escalas más pequeñas), como diques. En el caso de Marte una parte de los campos volcánicos monogenéticos se encuentran entre los grandes volcanes poligenéticos. Esto porque la carga de los grandes volcanes genera una modificación en el campo de esfuerzos alrededor del volcán con una máxima deformación entre dos volcanes (Cailleau et al., 2007). Algo similar sucede en el área de la Tierra alrededor de algunos de los grandes volcanes poligenéticos como el Monte Jefferson, Monte Hood y Monte Adams. En el área de Venus ocurre este fenómeno sólo en uno de los grandes volcanes. En la mayoría de los grandes volcanes no se observan volcanes monogenéticos alrededor, esto puede ser debido que los flujos de lava extruidos desde el volcán cubrieron a los volcanes monogenéticos si es que éstos existieron.

En campos volcánicos en la Tierra se han comparado los resultados obtenidos con el método aplicado en este trabajo con resultados de tomografía sísmica, encontrando que la actividad volcánica de gran escala está correlacionada con la estructura del manto a profundidad (Cañón-Tapia, 2016). Con base en esto se puede inferir la estructura a profundidad en las zonas estudiadas. En el caso del área de las Cascadas en la Tierra a pesar que la dinámica de una zona de subducción es compleja, se puede decir es que existen cuatro reservorios o cuatro zonas de fusión parcial en las zonas de mayor concentración de vulcanismo. El área en Marte se debe dividir en dos, una es el área de Tharsis y la otra, la de Syria Planum divididas por Valles Marineris. Debido a que el volumen de las erupciones no es considerado en la aplicación del análisis estadístico, es probable que se esté subestimando el tamaño y distribución de la estructura a profundidad que alimenta la zona volcánica de Tharsis. En Venus se observan dos zonas principales de generación de magma a profundidad, la mayor ubicada al noreste y una más pequeña ubicada al suroeste.

Capítulo 5. Conclusiones

El estudio de los dos tipos de campos volcánicos presentes en los diferentes cuerpos del Sistema Solar se basó en la identificación de centros eruptivos en cada área. Con las ubicaciones se realizó un análisis de la distribución espacial que ayudó a determinar características del sistema volcánico y estadio de los esfuerzos en cada una de las áreas.

Por medio de una secuencia de FDPs obtenidas con el método kernel Gaussiano se detectaron grupos de centros eruptivos para identificar estructuras volcánicas y las influencias de los esfuerzos a diferentes escalas en cada una de las áreas.

Los patrones de distribución creados con base en el método estadístico sirvieron para contrastar las áreas de los dos tipos de vulcanismo distribuido en los cuatro cuerpos del Sistema Solar. En los campos volcánicos con estructura dominante, la identificación de las modas más destacadas en la distribución permitió detectar características del sistema volcánico a diferentes escalas. A escalas pequeñas es posible observar la configuración de las zonas de ruptura en cada volcán. Esto permitió determinar que, a pesar de las diferencias geológicas entre los cuatro cuerpos, la forma en la que los esfuerzos controlan la configuración de las zonas de ruptura de los volcanes escudo extraterrestres es igual que en los volcanes de la Tierra. Los volcanes de los cuatro cuerpos se pueden dividir en los mismos dos grupos. A escalas mayores fue posible detectar la configuración de la cámara magmática de cada volcán.

Para las áreas caracterizadas por campos volcánicos sin estructura dominante a pequeñas escalas se pueden diferenciar zonas volcánicas independientes y, para a escalas grandes el método distingue la estructura del manto debajo de la zona volcánica. Además de servir como indicador de la deformación de la corteza y del campo de esfuerzos a gran escala a la cual la zona se encuentra sometida. La comparación de las tres áreas muestra diferentes resultados en cada una de ellas, presentando esfuerzos diferenciales mayores para Venus generando una amplia distribución del vulcanismo en comparación con las áreas de la Tierra y Marte donde el vulcanismo tiene una distribución espacial más restringida.

Literatura citada

- Addington, E. A. (2001). A stratigraphic study of small volcano clusters on Venus. *Icarus*, 149(1), 16- 36.
- Alaniz-Alvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., & Ferrari, L. (1998). Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. *Geology*, 26(7), 591-594.
- Barker, M. K., Mazarico, E., Neumann, G. A., Zuber, M. T., Haruyama, J., y Smith, D. E. (2016). A new lunar digital elevation model from the Lunar Orbiter Laser Altimeter and SELENE Terrain Camera. *Icarus*, 273, 346-355.
- Bleacher, J. E., Glaze, L. S., Greeley, R., Hauber, E., Baloga, S. M., Sakimoto, S. E. H, Williams, D. A., y Glotch, T. D. (2009). Spatial and alignment analyses for a field of small volcanic vents south of Pavonis Mons and implications for the Tharsis province, Mars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185(1-2), 96-102.
- Bleacher, J. E., Greeley, R., Williams, D. A., Cave, S. R., y Neukum, G. (2007). Trends in effusive style at the Tharsis Montes, Mars, and implications for the development of the Tharsis province. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E9).
- Bleacher, J. E., Richardson, J. A., Richardson, P. W., Glaze, L. S., Baloga, S. M., Greeley, R., Hauber, E., y Lillis, R. J. (2010, March). Updates to the catalog of Tharsis province small volcanic vents, Mars. In *Lunar and Planetary Science Conference (Vol. 41, p. 1615)*.
- Brian, A. W., Stofan, E. R., Guest, J. E., y Smrekar, S. E. (2004). Laufey Regio: A newly discovered topographic rise on Venus. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 109(E7).
- Burl, M. C., Asker, L., Smyth, P., Fayyad, U., Perona, P., Crumpler, L., y Aubele, J. (1998). Learning to recognize volcanoes on Venus. *Machine Learning*, 30(2-3), 165-194.
- Cailleau, B., LaFemina, P. C., y Dixon, T. H. (2007). Stress accumulation between volcanoes: an explanation for intra-arc earthquakes in Nicaragua? *Geophysical Journal International*, 169(3), 1132-1138.
- Campos-Enríquez, J. O., Espinosa-Cardena, J. M., y Oksum, E. (2019). Subduction control on the curie isotherm around the Pacific-North America plate boundary in northwestern Mexico (Gulf of California). Preliminary results. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

- Cañón-Tapia, E. (2013). Volcano clustering determination: Bivariate Gauss vs. Fisher kernels. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 258, 203-214.
- Cañón-Tapia, E. (2014). Insights into the dynamics of planetary interiors obtained through the study of global distribution of volcanoes II: Tectonic implications from Venus. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 281, 70-84.
- Cañón-Tapia, E. (2016). Reappraisal of the significance of volcanic fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310, 26-38.
- Cañón-Tapia, E., y Mendoza-Borunda, R. (2014). Insights into the dynamics of planetary interiors obtained through the study of global distribution of volcanoes I: Empirical calibration on Earth. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 281, 53-69.
- 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(3-4), 225-241.
- Chadwick, W. W., y Howard, K. A. (1991). The pattern of circumferential and radial eruptive fissures on the volcanoes of Fernandina and Isabela islands, Galapagos. *Bulletin of Volcanology*, 53(4), 259-275.
- Chin, G., Brylow, S., Foote, M., Garvin, J., Kasper, J., Keller, J., y Robinson, M. (2007). Lunar reconnaissance orbiter overview: The instrument suite and mission. *Space Science Reviews*, 129(4), 391-419.
- Connor, C. B. (1990). Cinder cone clustering in the TransMexican Volcanic Belt: implications for structural and petrologic models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B12), 19395-19405.
- Connor, C. B. y Conway, F.M. (2000). Basaltic volcanic fields. En Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., y Styx, J., editors, *Encyclopedia of Volcanoes*, páginas 331–343. Academic Press, San Diego, CA.
- Crumpler, L. S., Head, J. W., y Aubele, J. C. (1993). Relation of major volcanic center concentration on Venus to global tectonic patterns. *Science*, 261(5121), 591-595.
- de Silva, S., y Lindsay, J. M. (2015). Primary volcanic landforms. En *The encyclopedia of volcanoes* (pp. 273-297). Academic Press.

- Everitt, B. S., Landau, S., Leese, M., y Stahl, D. (2011) *Cluster Analysis*, 5ta edición, John Wiley y Sons, Ltd, Chichester, UK.
- Fiske, R. S., y Jackson, E. D. (1972). Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts: the effect of regional structure and gravitational stresses. *Proc. R. Soc. Lond. A*, 329(1578), 299-326.
- Germa, A., Connor, L. J., Cañon-Tapia, E., y Le Corvec, N. (2013). Tectonic and magmatic controls on the location of post-subduction monogenetic volcanoes in Baja California, Mexico, revealed through spatial analysis of eruptive vents. *Bulletin of volcanology*, 75(12), 782.
- Giampiccolo, E., Musumeci, C., Malone, S. D., Gresta, S., y Privitera, E. (1999). Seismicity and stress-tensor inversion in the central Washington Cascade Mountains. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(3), 811-821.
- Gordon, R. G. (1998). The plate tectonic approximation: Plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26(1), 615-642.
- Guffanti, M., y Weaver, C. S. (1988). Distribution of late Cenozoic volcanic vents in the Cascade Range: Volcanic arc segmentation and regional tectonic considerations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B6), 6513-6529.
- Guseva, E. N. (2016). Classification of the rift zones of venus: Rift valleys and graben belts. *Solar System Research*, 50(3), 184-196.
- Gutmann, J. T. (2007). Geologic studies in the Pinacate volcanic field. *Journal of the Southwest*, 49(2), 189-243.
- Head, J. W., y Wilson, L. (2017). Generation, ascent and eruption of magma on the Moon: New insights into source depths, magma supply, intrusions and effusive/explosive eruptions (Part 2: Predicted emplacement processes and observations). *Icarus*, 283, 176-223.
- Heather, D. J., Dunkin, S. K., y Wilson, L. (2003). Volcanism on the Marius Hills plateau: Observational analyses using Clementine multispectral data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 108(E3).
- Herrick, R. R., Dufek, J., y McGovern, P. J. (2005). Evolution of large shield volcanoes on Venus. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110(E1).

- Ivanov, M. A., Crumpler, L. S., Aubele, J. C., y Head, J. W. (2015). Volcanism on Venus. En *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 717-728). Academic Press.
- Kervyn, M., Ernst, G. G. J., van Wyk de Vries, B., Mathieu, L., y Jacobs, P. (2009). Volcano load control on dyke propagation and vent distribution: Insights from analogue modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B3).
- Kiefer, W. S. (2013). Gravity constraints on the subsurface structure of the Marius Hills: The magmatic plumbing of the largest lunar volcanic dome complex. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(4), 733-745.
- Le Corvec, N., Spörli, K. B., Rowland, J., y Lindsay, J. (2013). Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Reviews*, 124, 96-114.
- Lopes R. M. C. y Williams D. A. (2015). Volcanism on Io. En *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 717-728). Academic Press.
- Luedke, R.G., y Smith, R.L., (1982). Map showing distribution, composition, and age of late Cenozoic volcanic centers in Oregon and Washington: U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I-1091-D, scale 1:1,000,000.
- Lynch, D. J., Musselman, T. E., Gutmann, J. T., y Patchett, P. J. (1993). Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern Mexico. *Lithos*, 29(3-4), 295-302.
- Mazzarini, F., Ferrari, L., y Isola, I. (2010). Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacan-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 486(1-4), 55-64.
- McBirney, A. R. (1978). Volcanic evolution of the Cascade Range. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6(1), 437-456.
- McGovern, P. J., Galgana, G. A., Verner, K. R., y Herrick, R. R. (2014). New constraints on volcano-tectonic evolution of large volcanic edifices on Venus from stereo topography-derived strain estimates. *Geology*, 42(1), 59-62.

- Miller, D. M. (2012). Shield fields and shield plains on Venus: Geologic characteristics and spatial relationships. State University of New York at Buffalo.
- Mouginis-Mark, P. J., y Robinson, M. S. (1992). Evolution of the Olympus Mons Caldera, Mars. *Bulletin of Volcanology*, 54(5), 347-360.
- Musiol, S., Holohan, E. P., Cailleau, B., Platz, T., Dumke, A., Walter, T. R., Williams D.A, y Van Gasselt, S. (2016). Lithospheric flexure and gravity spreading of Olympus Mons volcano, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 121(3), 255-272.
- Nagasawa, C., Sasaki, S., & Koyama, M. (1998). Change of stress field in Beta-Atla-Themis Region on Venus, estimated from surface geometry of dike swarms, lava stratigraphy and crater density. *Geophysical research letters*, 25(22), 4429-4432.
- Plescia, J. B. (2004). Morphometric properties of Martian volcanoes. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 109(E3).
- Porter, S. C. (1972). Distribution, morphology, and size frequency of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 83(12), 3607-3612.
- Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1), 1-16.
- Richardson, J. A. (2016). Modeling the construction and evolution of distributed volcanic fields on Earth and Mars. University of South Florida.
- Runge, M. G., Bebbington, M. S., Cronin, S. J., Lindsay, J. M., y Moufti, M. R. (2015). Sensitivity to volcanic field boundary. *Journal of Applied Volcanology*, 4(1), 22.
- Sakimoto, S. E. H. (2008, Marzo). Martian small volcanic shields and shield fields. En *Lunar and Planetary Science Conference (Vol. 39, p. 1658)*.
- Saunders, R. S., Spear, A. J., Allin, P. C., Austin, R. S., Berman, A. L., Chandler, R. C., Clark, J., Decharon, A. V., De Jong, E. M., Griffith, D. G., Gunn, J. M., Hensley, S., Johnson, W. T. K., Kirby, C. E., Leung, K. S., Lyons, D. T. , Michaels, G. A., Miller, J., Morris, R. B., Morrison., A. D., Piereson, R. G, Scott, J. F., Shaffer, S. J., Slonski., J. P., Stofan, E. R., Thompson, T. W., y Wall, S. D. (1992). Magellan mission summary. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 97(E8), 13067-13090.

- Settle, M., 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *Am. J. Sci.* 279, 1089–1107.
- Siebert, L., Cottrell, E., Venzke, E., y Andrews, B. (2015). Earth's volcanoes and their eruptions: an overview. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 239-255). Academic Press.
- Shockey, K. M. (2009). The spatial relationship within fields of shield volcanoes and how they compare on the Earth, Venus and the Moon. State University of New York at Buffalo.
- Spudis, P. D., McGovern, P. J., y Kiefer, W. S. (2013). Large shield volcanoes on the Moon. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(5), 1063-1081.
- Stark, J. T. (1938). Vesicular dikes and subaerial pillow lavas of Borabora, Society Islands. *The Journal of Geology*, 46(3, Part 1), 225-238.
- Stofan, E. R., Guest, J. E., y Copp, D. L. (2001). Development of large volcanoes on Venus: constraints from Sif, Gula, and Kunapipi Montes. *Icarus*, 152(1), 75-95.
- Takada, A. (1994). The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7), 13563-13573.
- Takada, A. (1994a). Accumulation of magma in space and time by crack interaction. En *Magmatic Systems*, editado por M.P. Ryan, Academic Press, San Diego, Calif.
- Valentine, G. A., y Connor, C. B. (2015). Basaltic volcanic fields. En *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edition) (pp. 423-439).
- Wadge, G., y Burt, L. (2011). Stress field control of eruption dynamics at a rift volcano: Nyamuragira, DR Congo. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 207(1-2), 1-15.
- Wallace, P. J. y Anderson A.T. (2000). Volatiles in magmas. En *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 149-170) Academic Press, San Diego, CA.
- Walter, T. R., y Troll, V. R. (2003). Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127(1-2), 107-120.

Anexos

Anexo A. Mapas de las áreas que presentan campos volcánicos con estructura dominante con la ubicación de los centros eruptivos y mapas de contornos para determinadas FDPs

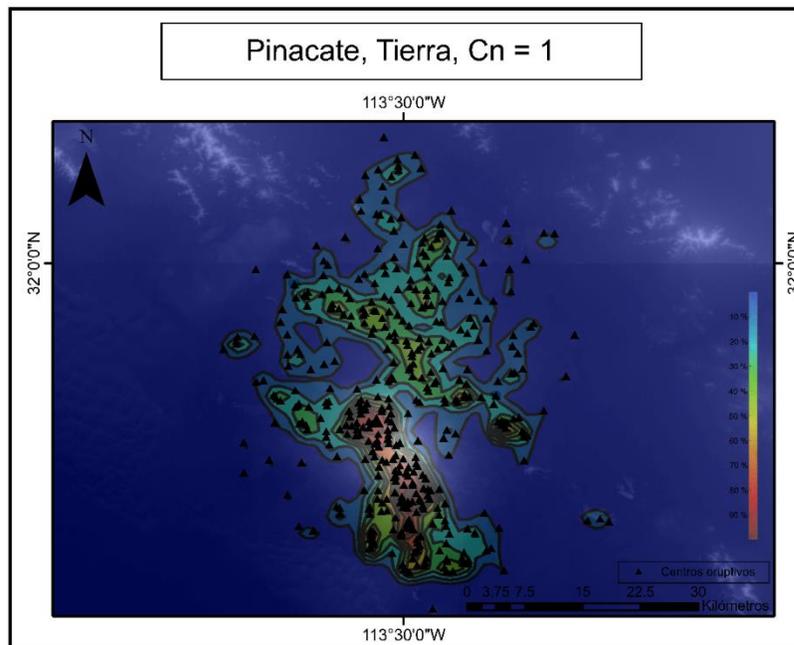


Figura 22. El Pinacate, Tierra. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de Cn = 1.

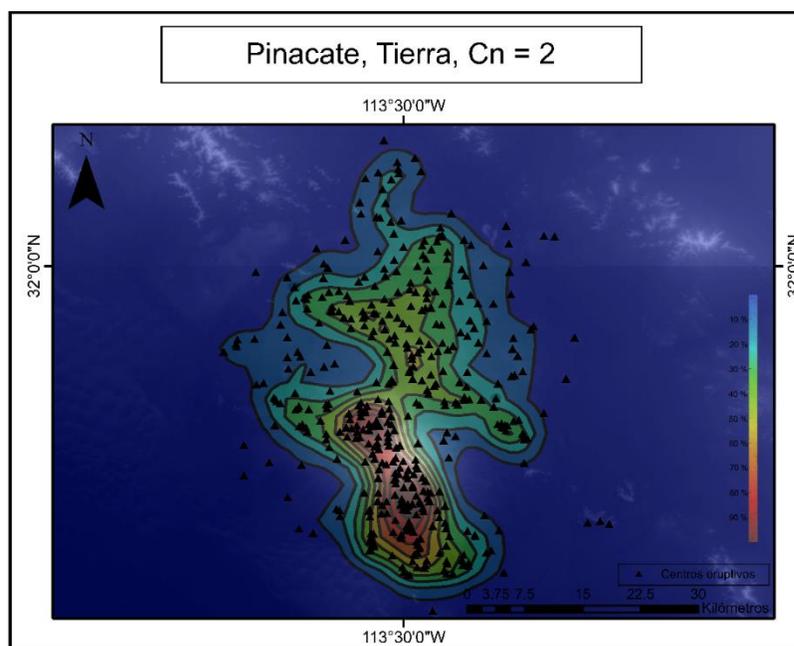


Figura 23. El Pinacate, Tierra. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de Cn = 2.

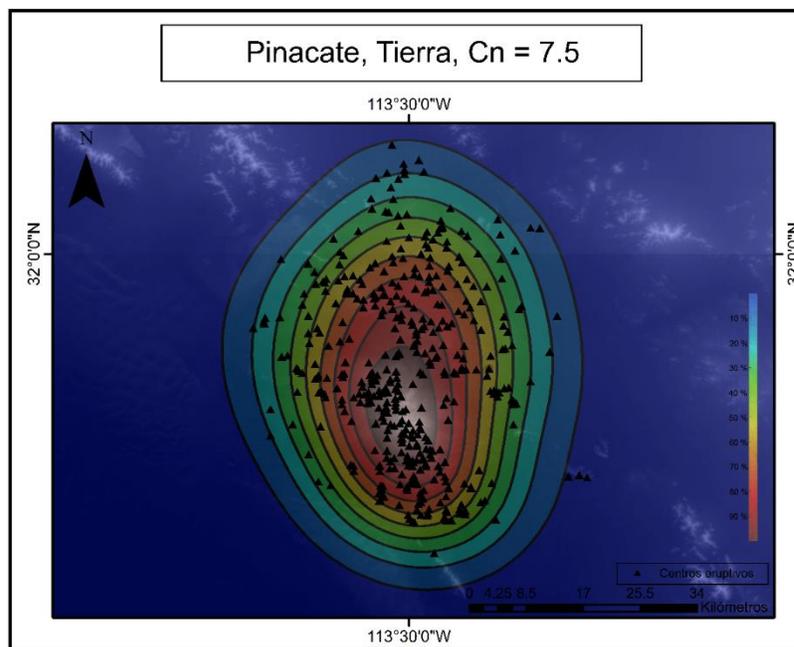


Figura 24. El Pinacate, Tierra. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 7.5$.

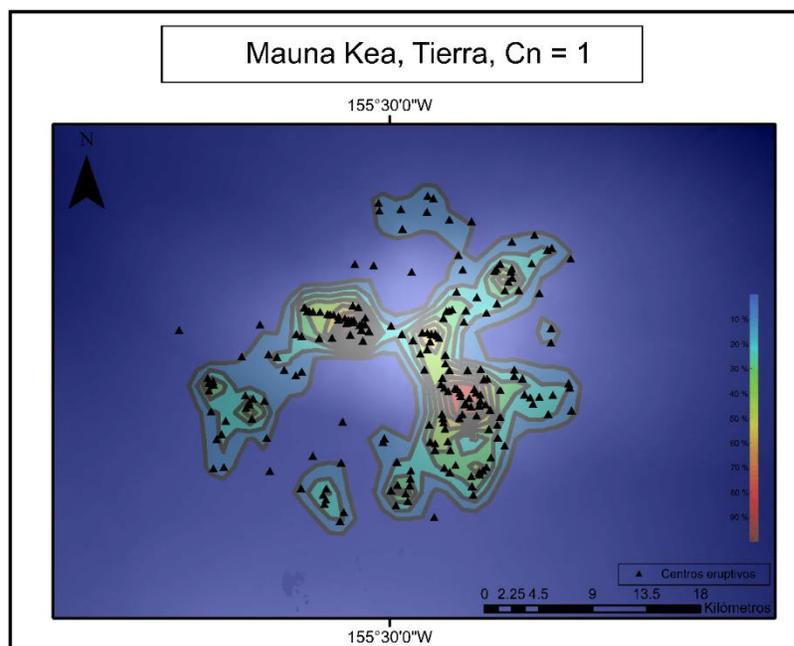


Figura 25. Mauna Kea, Tierra. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 1$.

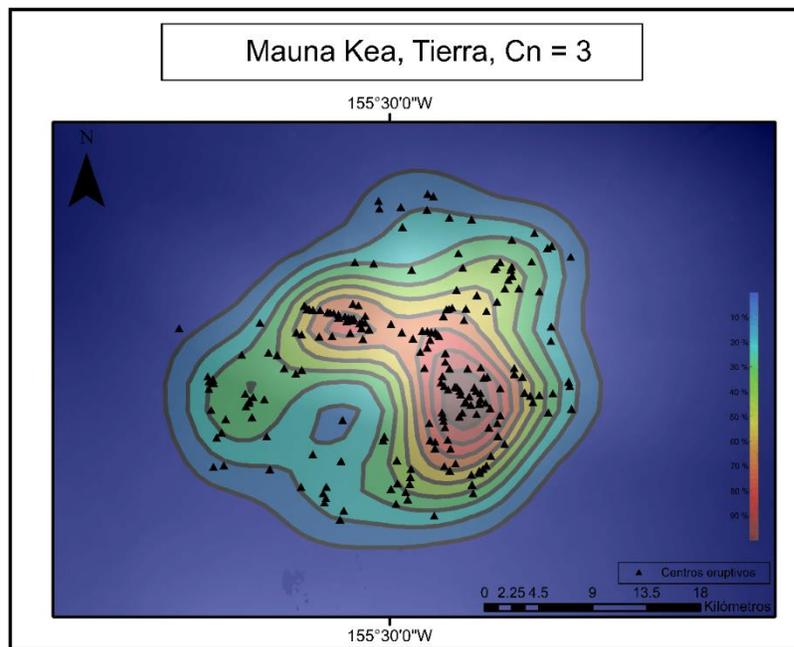


Figura 26. Mauna Kea, Tierra. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 3$.

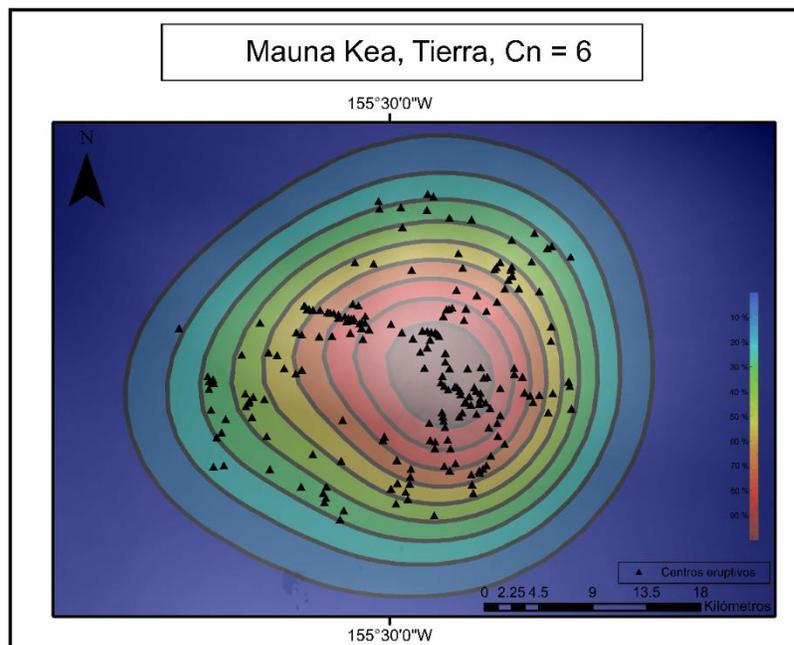


Figura 27. Mauna Kea, Tierra. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 6$.

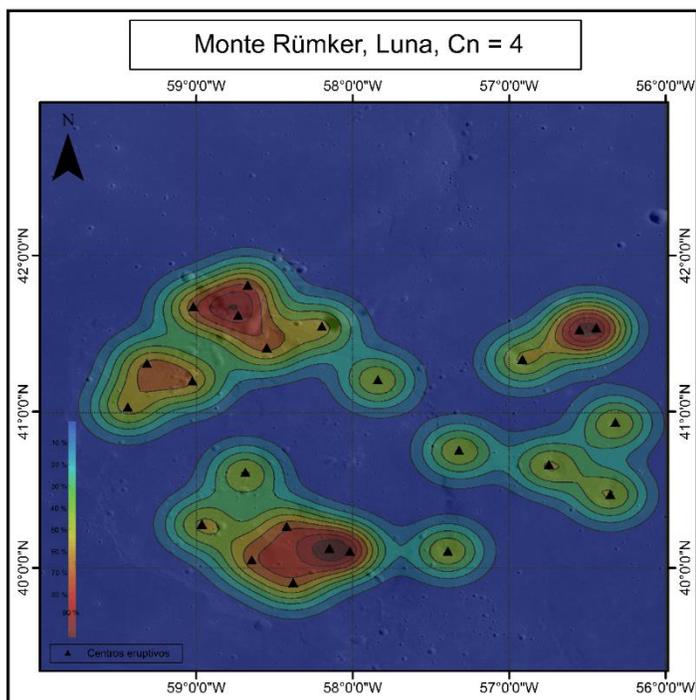


Figura 28. Monte Rümker, Luna. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 4$.

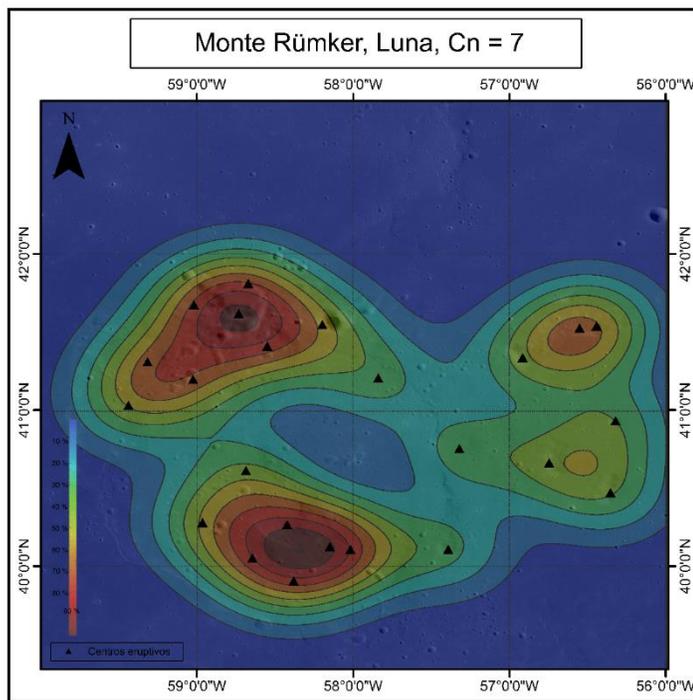


Figura 29. Monte Rümker, Luna. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 7$.

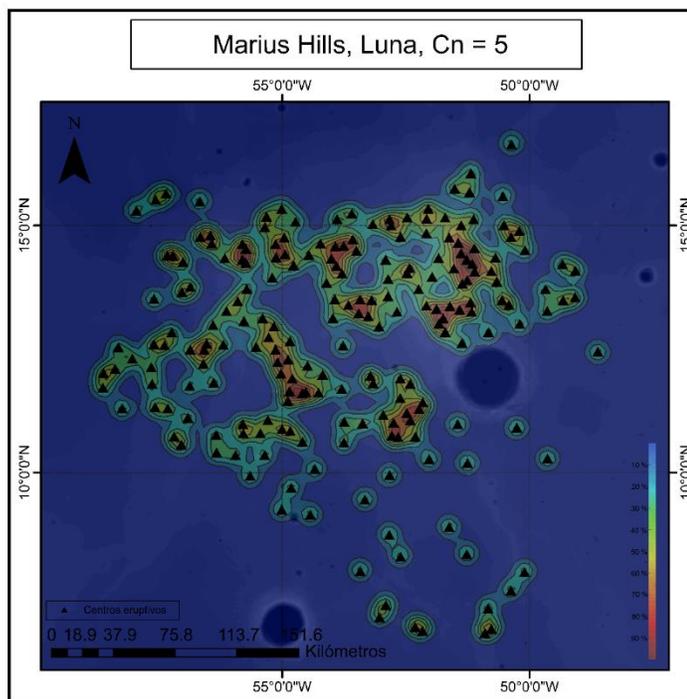


Figura 30. Marius Hills, Luna. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n=5$.

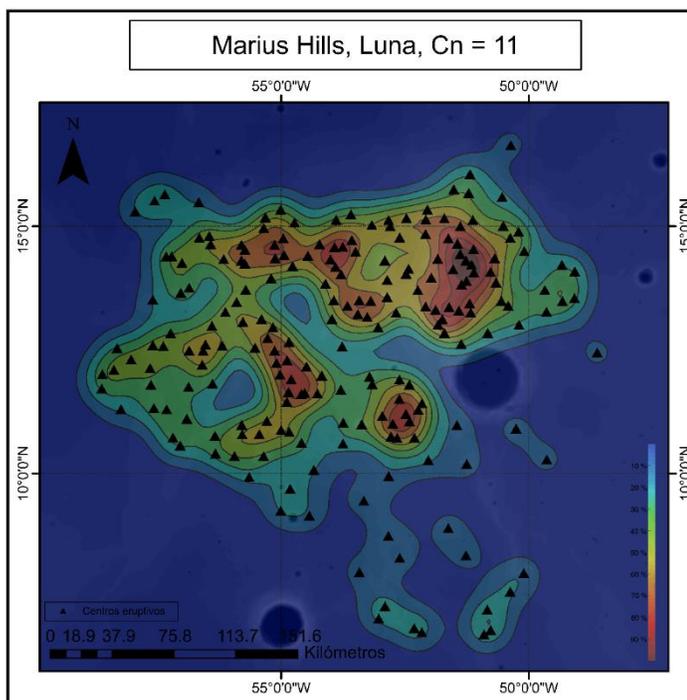


Figura 31. Marius Hills, Luna. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n=11$.

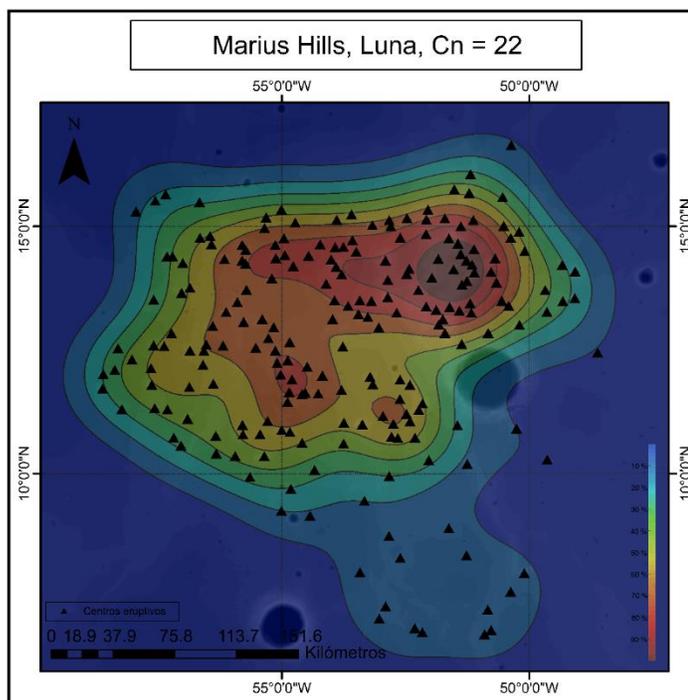


Figura 32. Marius Hills, Luna. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 22$.

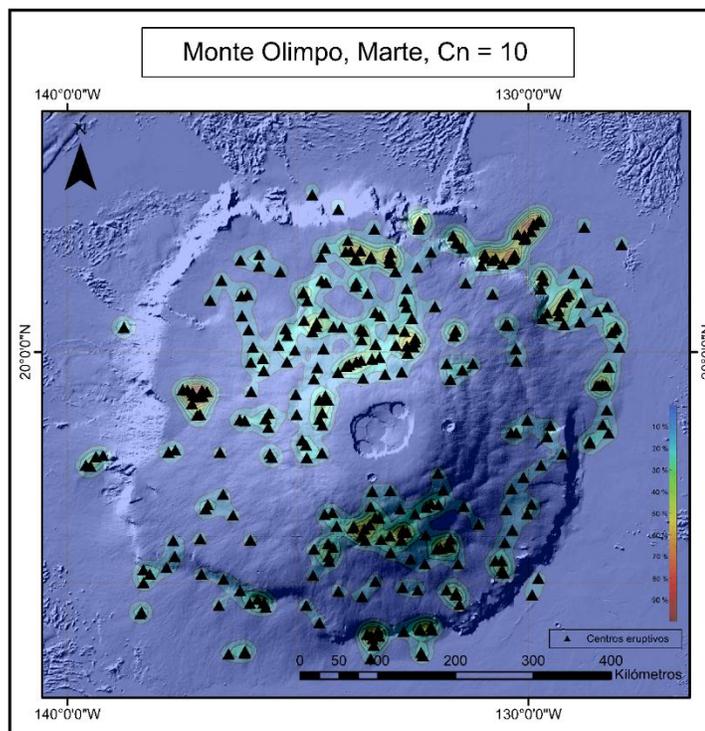


Figura 33. Monte Olimpo, Marte. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 10$.

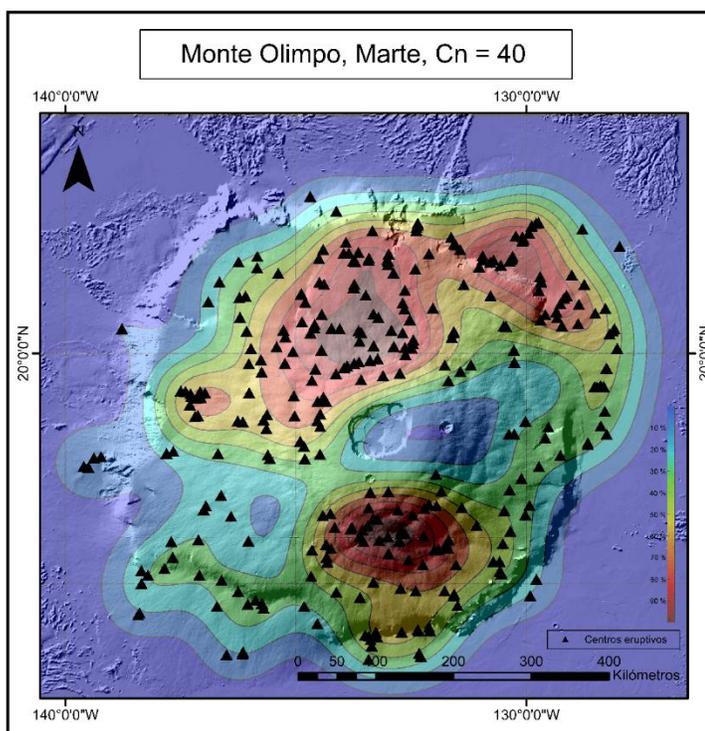


Figura 34. Monte Olimpo, Marte. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 40$.

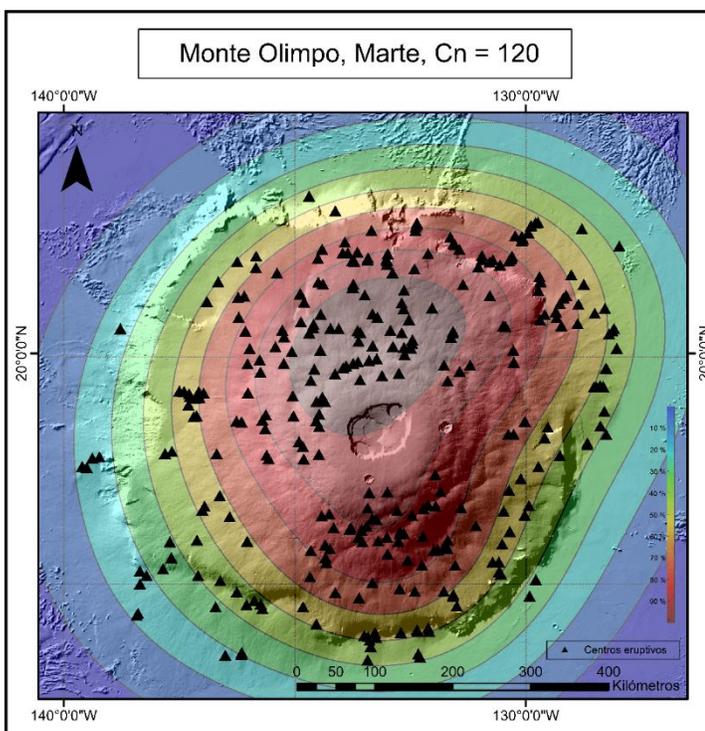


Figura 35. Monte Olimpo, Marte. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 120$.

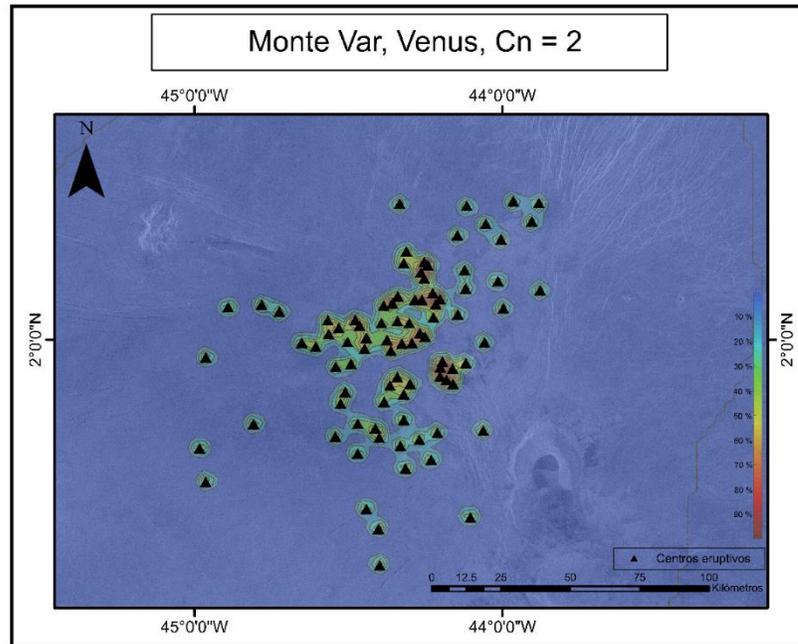


Figura 36. Monte Var, Venus. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n=2$.

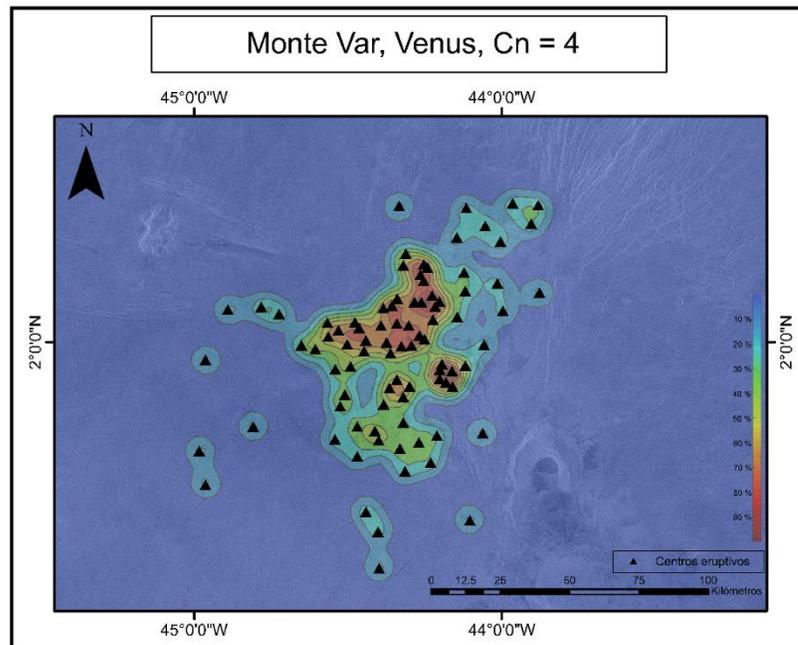


Figura 37. Monte Var, Venus. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n=4$.

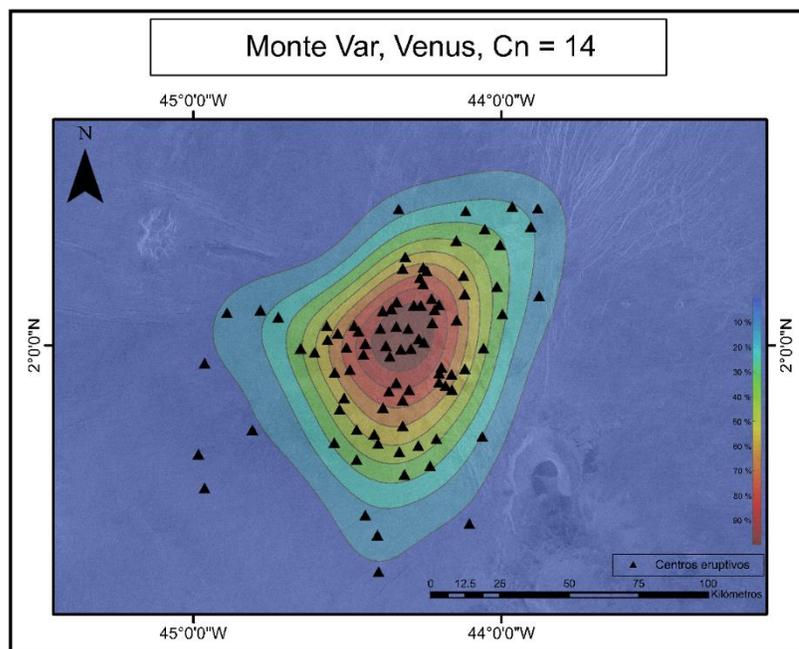


Figura 38. Monte Var, Venus. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 14$.

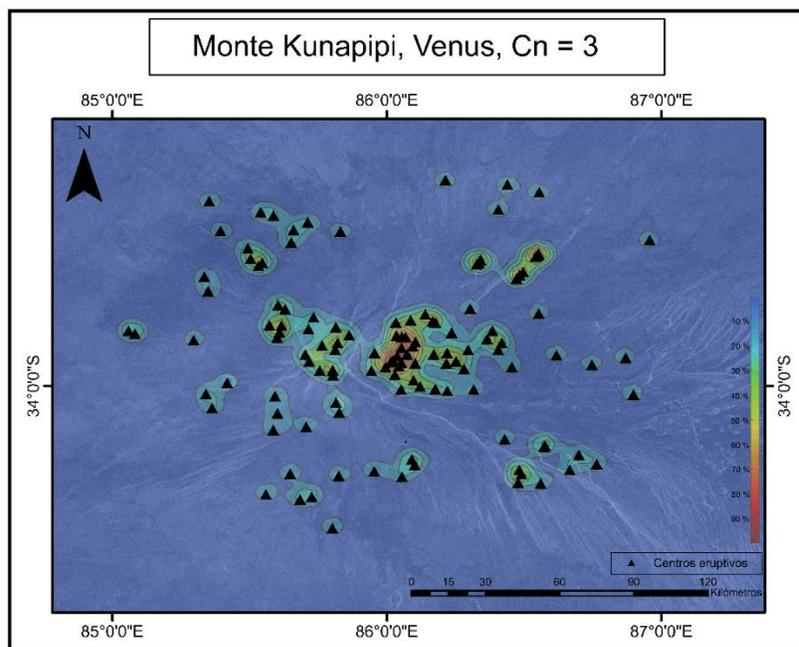


Figura 39. Monte Kunapipi, Venus. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 3$.

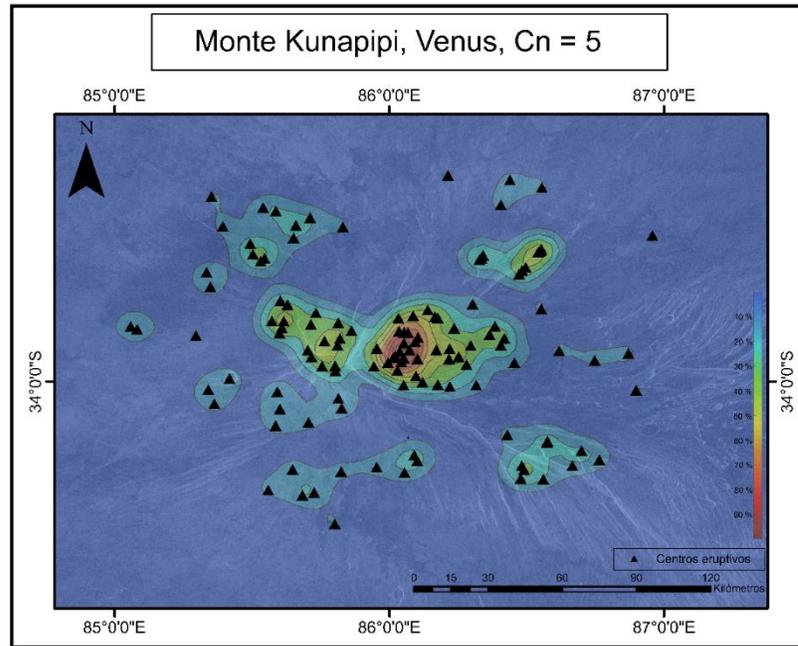


Figura 40. Monte Kunapipi, Venus. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de Cn=5.

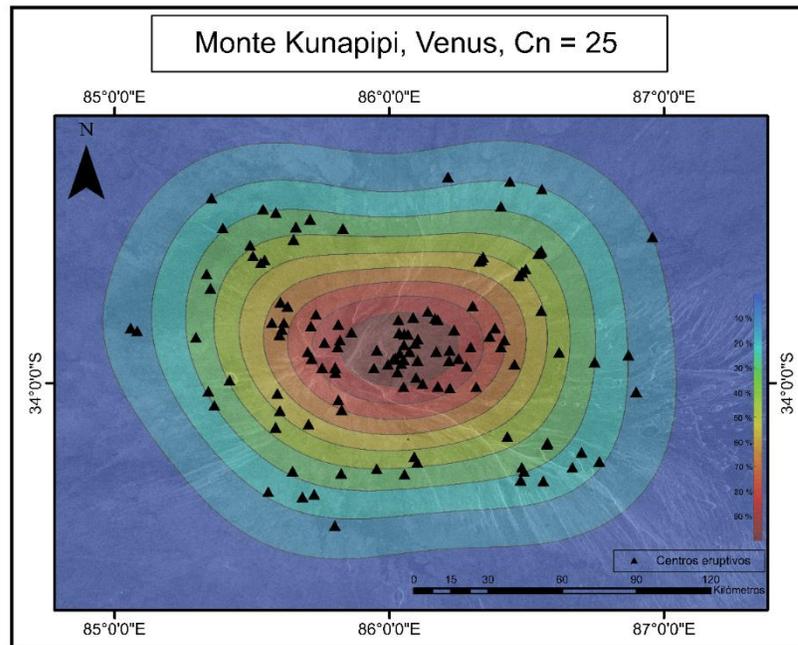


Figura 41. Monte Kunapipi, Venus. Los triángulos representan centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de Cn=25.

Anexo B. Mapas de las áreas que presentan campos volcánicos con estructura dominante con la ubicación de los centros eruptivos y mapas de contornos para determinadas FDPs.

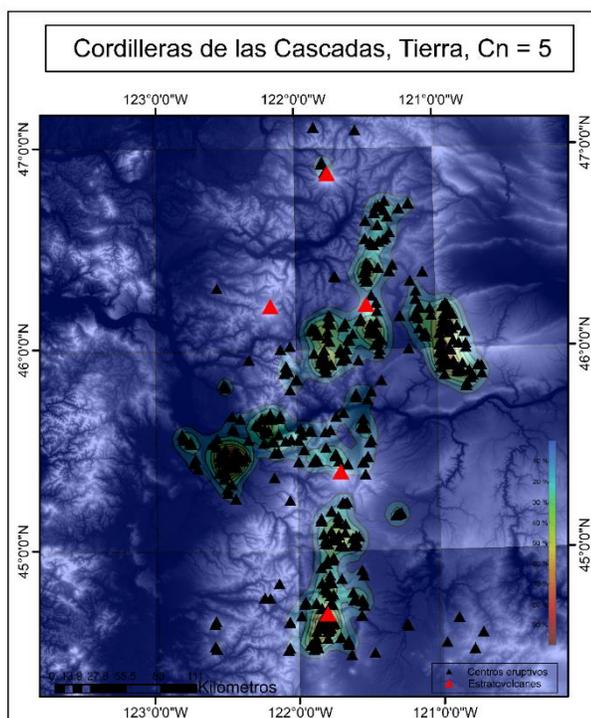


Figura 42. Porción de la zona de las Cascadas, Tierra. Los triángulos negros representan a los volcanes monogenéticos de la zona y los rojos son los volcanes poligenéticos. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $Cn=5$.

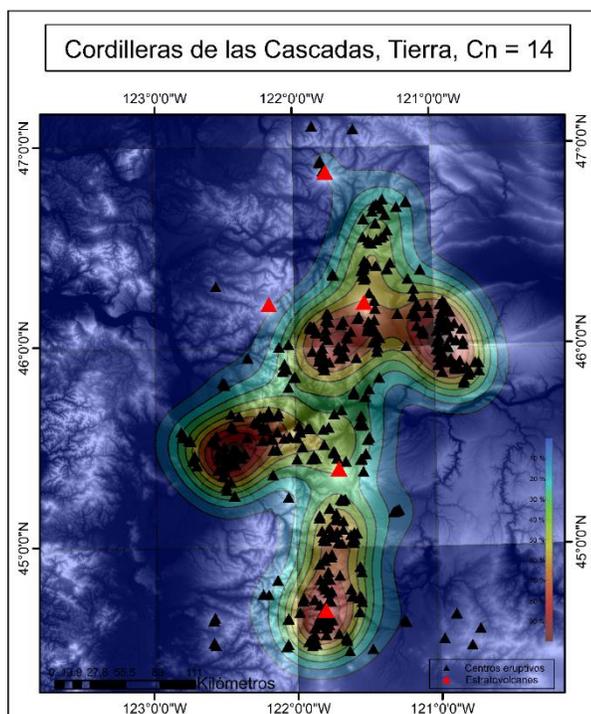


Figura 43. Porción de la zona de las Cascadas, Tierra. Los triángulos negros representan a los volcanes monogenéticos de la zona y los rojos son los volcanes poligenéticos. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $Cn=14$.

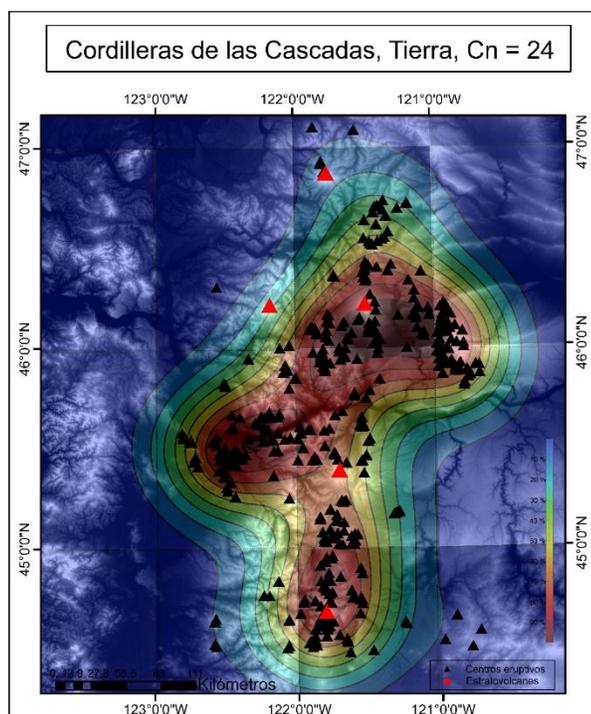


Figura 44. Porción de la zona de las Cascadas, Tierra. Los triángulos negros representan a los volcanes monogenéticos de la zona y los rojos son los volcanes poligenéticos. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 24$.

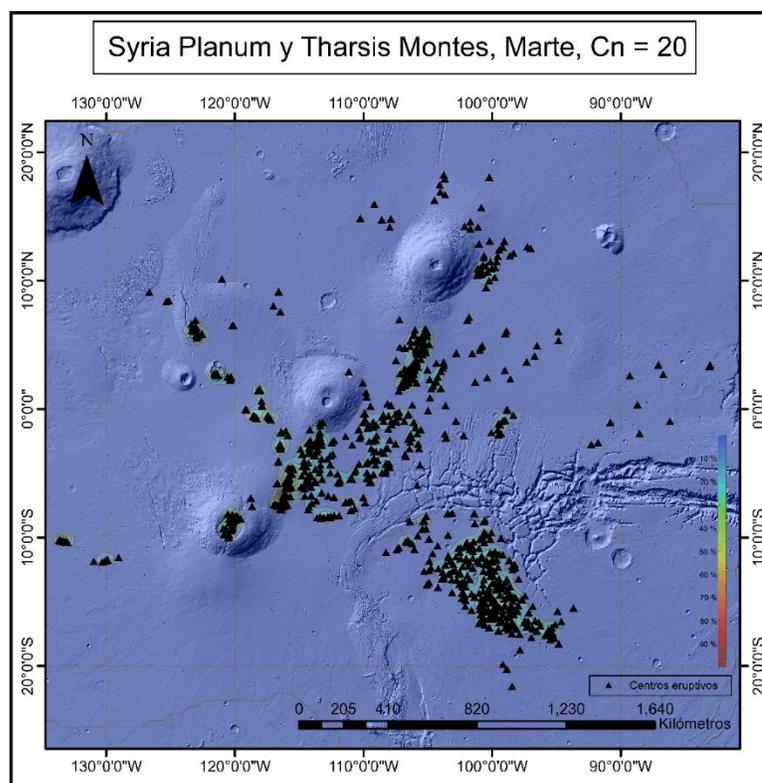


Figura 45. Porción de la zona Syria Planum y Tharsis Montes, Marte. Los triángulos representan a los centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 20$.

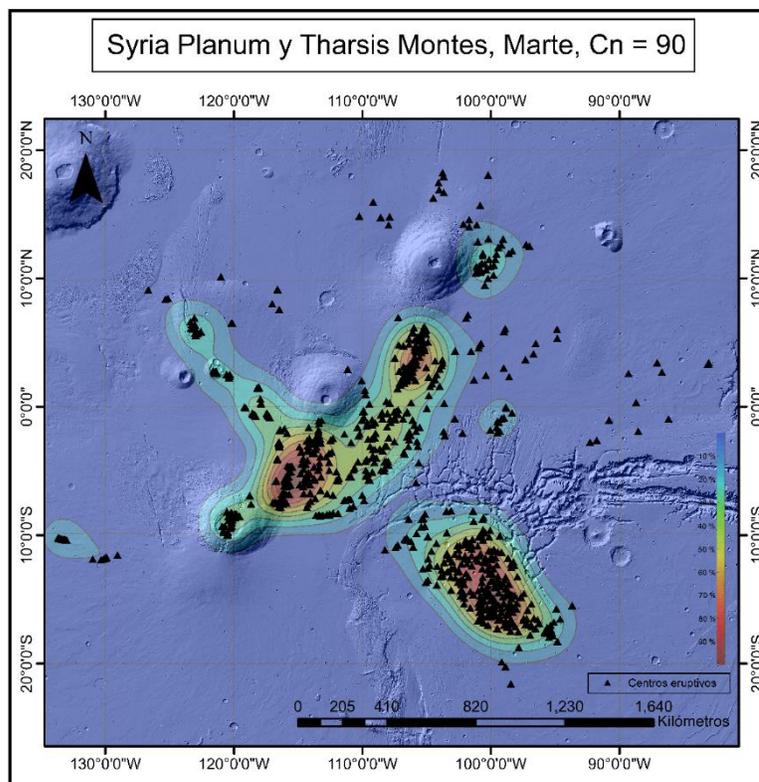


Figura 46. Porción de la zona Syria Planum y Tharsis Montes, Marte. Los triángulos representan a los centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 90$.

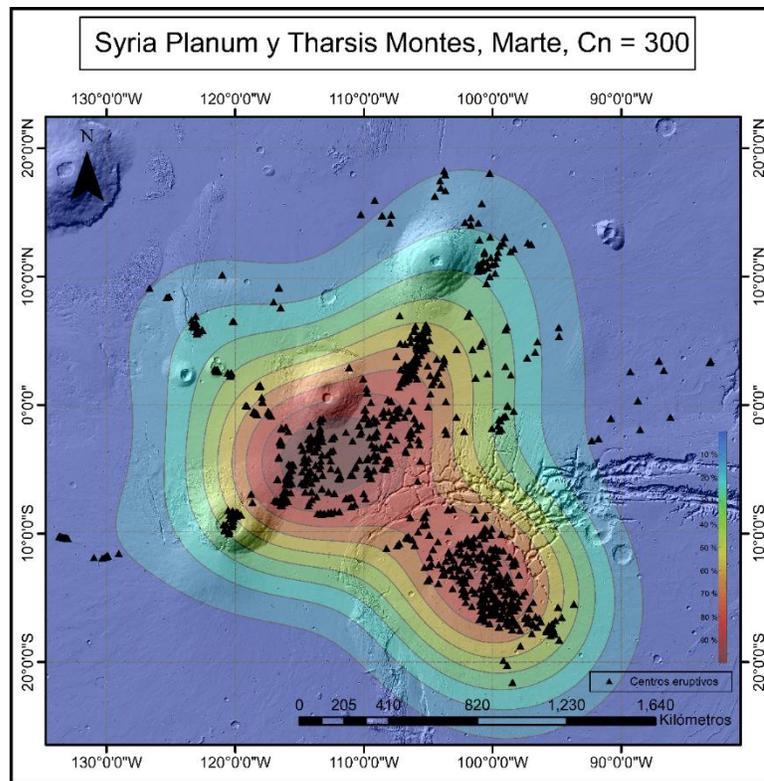


Figura 47. Porción de la zona Syria Planum y Tharsis Montes, Marte. Los triángulos representan a los centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 300$.

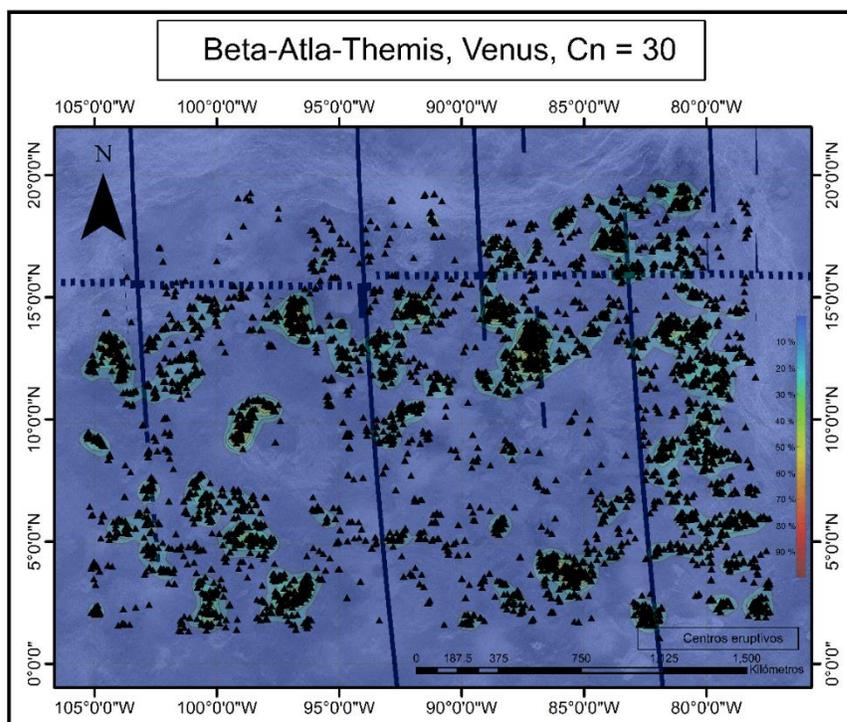


Figura 48. Porción de la zona Beta-Atla-Themis, Venus. Los triángulos representan a los centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 30$.

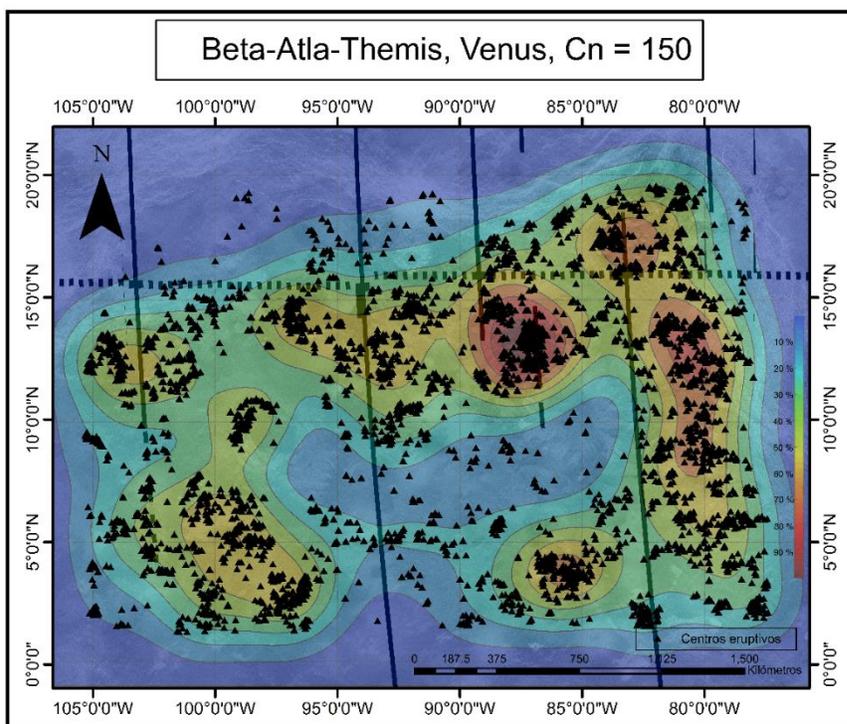


Figura 49. Porción de la zona Beta-Atla-Themis, Venus. Los triángulos representan a los centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 150$.

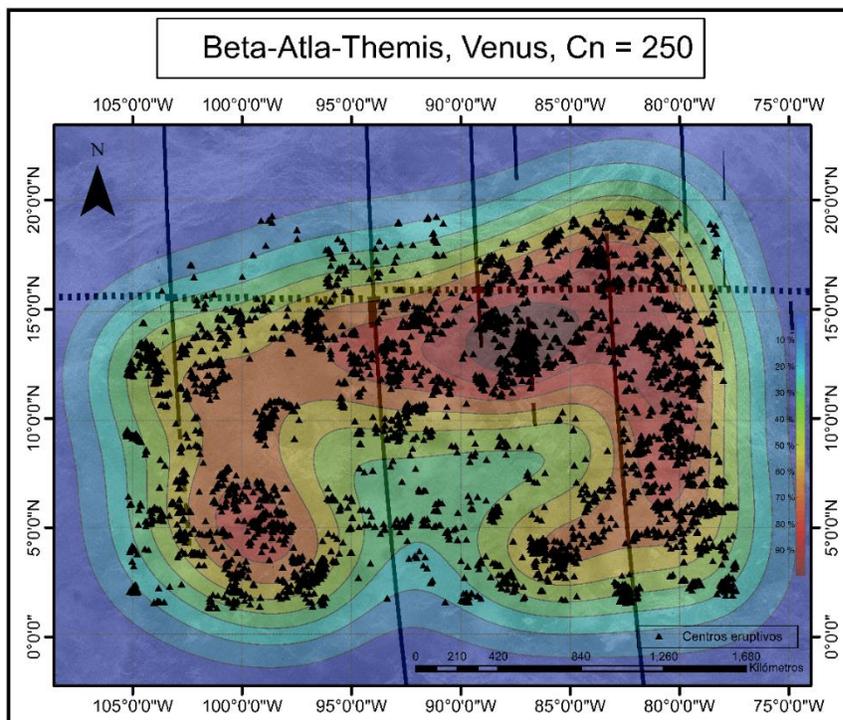


Figura 50. Porción de la zona Beta-Atla-Themis, Venus. Los triángulos representan a los centros eruptivos de la zona. Contornos de densidad obtenidos con un valor del factor de suavizado de $C_n = 250$.