



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFISICA

**XENOLITOS Y VOLCANISMO EN LA REGION DE
VALLE DE SANTIAGO, GUANAJUATO-ESTUDIOS
PALEOMAGNETICOS Y DE MAGNETISMO DE ROCAS**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADEMICO DE:

DOCTORA EN CIENCIAS

(SISMOLOGIA Y FISICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA)

P R E S E N T A :

Rosa María Uribe Cifuentes.

DIRECTOR DE TESIS:

Jaime Urrutia Fucugauchi



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFISICA**

**XENOLITOS Y VOLCANISMO EN LA REGION DE
VALLE DE SANTIAGO, GUANAJUATO-ESTUDIOS
PALEOMAGNETICOS Y DE MAGNETISMO DE ROCAS**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADEMICO DE:

DOCTORA EN CIENCIAS

(SISMOLOGIA Y FISICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA)



P R E S E N T A :

Rosa María Uribe Cifuentes.

A Ramiro, por tu amor, tu apoyo y todos estos años juntos, TE AMO.

A Carlos y Alberto por que son la mejor bendición en mi vida y la razón que me hace seguir adelante. . . , con todo mi amor.

*A mis padres, Carlos Uribe * y Alicia Cifuentes * porque gracias a ellos soy lo que Soy, por todo el amor y el apoyo que siempre me dieron, los amo donde quiera que estén.*

A Alicia, Luz María, Beatriz y Francisco, por compartir mi camino con ustedes los amo.

Gracias a la vida, que me ha dado tanto. . .

A Dios..... por la oportunidad que me dió de lograr este sueño y cerrar este círculo.

Agradezco al Doctor Jaime Urrutia Fucugauchi, por todo su apoyo de estos años, por su confianza y por creer en mí, por su paciencia y tolerancia, por su amistad invaluable, gracias por todo.

A la Doctora Ana María Soler Arechalde por su guía, por sus valiosas observaciones y comentarios a este trabajo que se enriqueció con su orientación y apoyo, gracias por tu amistad.

A la Doctora Ofelia Morton Bermea quien me orientó y apoyó para seguir adelante en este difícil camino por su apoyo de siempre y sus valiosas observaciones que enriquecieron este trabajo, por su apoyo en las determinaciones del ICP-MS, por tu amistad gracias.

A la Doctora Cecilia Caballero Miranda por sus explicaciones, por su tiempo, su paciencia y discusión que mejoraron este trabajo, por su apoyo y su amistad de tantos años.

Al Doctor Victor Hugo Garduño, por sus invaluable observaciones y por ayudarme a ver la topografía con otros ojos, por tu apoyo a distancia.

Al Doctor Ricardo Saucedo Girón, por sus valiosísimos comentarios y observaciones a la Estratigrafía volcánica de la región, porque sin sus comentarios no hubiera sido posible la conclusión y mejora sustancial de este trabajo.

Al Doctor Héctor López Loera por sus valiosas observaciones que enriquecieron este trabajo y por su apoyo incondicional.

Al Doctor Ramón Zúñiga Davila-Madrid por sus observaciones y su apoyo de todos estos años.

Al Doctor José Lugo Hubp por su disponibilidad y atención para conmigo en este trabajo, por su enseñanza y apoyo de siempre. Gracias querido profesor, lo admiro mucho.

*A la Doctora Margarita Caballero Miranda, por su apoyo y por su amistad.
A la Doctora Irasema Alcántara Ayala por su ayuda para el manejo y procesado de datos geográficos.*

Al Doctor Jorge Aranda por sus duras observaciones y comentarios que me ayudaron mucho a mejorar este trabajo y me abrieron los ojos en muchas cosas.

A la Doctora Blanca Mendoza por todo el apoyo que me dio en el Posgrado y para la terminación de este trabajo.

Al M. en C. José Luis Sánchez Zavala por su apoyo y ayuda en la preparación de material petrográfico, por su ayuda para el procesado de imágenes y por su amistad de tantos años.

Al Doctor Peter Schaff por sus comentarios, orientación y explicaciones de geoquímica que me ayudaron a entender y mejorar este trabajo.

A la M. en C. Gabriela Solís Pichardo por su orientación y asesoría en geoquímica, por los años compartidos.

A la Doctora Ligia Pérez Cruz, por el tiempo que compartimos juntas y por la amistad que me brindó.

A la Geógrafa Adriana Haydee Galván por su apoyo en el procesado de imágenes cartográficas.

A la Sra. Aída Sáenz Vallejo por su colaboración, ayuda y apoyo en todo lo que necesité siempre, muchas gracias.

A Araceli Chamán por su apoyo y ayuda en la realización de los trámites necesarios para la conclusión de este trabajo y por su apoyo en el Posgrado.

A Martín por su apoyo en las mediciones del Micromag y su orientación y ayuda en el laboratorio.

Al Doctor Dante Morán Zenteno un agradecimiento especial por su valiosísima colaboración en las mediciones de Sm/Nd que realizó en Alemania y que fueron determinantes para la interpretación de este trabajo, gracias por sus consejos y guía.

Al Químico Rufino Lozano por su asesoría y colaboración en las mediciones que se realizaron en el Laboratorio de LUGIS en el Instituto de Geología.

A Sergio Yussim por su colaboración en una parte de la etapa de campo .

A todas aquellas personas que de una u otra forma me ayudaron, me apoyaron y creyeron en mí para la realización de este trabajo.

Este trabajo fue realizado con una beca de CONACYT.

ÍNDICE GENERAL

| | |
|-----------|-----|
| CONTENIDO | |
| RESÚMEN | i |
| ABSTRACT | iii |

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

| | |
|-----------------------------|---|
| I.1 ESTADO DEL CONOCIMIENTO | 1 |
| 1.2 OBJETIVO GENERAL | 6 |
| 1.3 OBJETIVOS PARTICULARES | 6 |

CAPÍTULO II

ESTRATIGRAFÍA EN VALLE DE SANTIAGO

| | |
|---|----|
| II.1 MARCO GEOLÓGICO | 8 |
| II.2 ESTRATIGRAFÍA EN LOS MAARES DE VALLE DE SANTIAGO, GTO | 10 |
| II.2.1 Maar de Rincón de Parangueo | 11 |
| Interpretación de la formación de RdP | 22 |
| II.2.2 Maar Hoya de Estrada | 24 |
| Interpretación de la formación del cráter | 30 |
| II.2.3 Maar Hoya de la Alberca | 33 |
| Interpretación de la formación del cráter | 45 |
| II.2.4 Maar de la Hoya de la Cintura o Cíntora | 47 |
| Interpretación de la formación del cráter | 59 |
| II.2.5 Maar de la hoya de Álvarez | 60 |
| Interpretación de la formación del cráter | 70 |
| II.3 CONCLUSIONES | 71 |

CAPÍTULO III

XENOLITOS

| | |
|---|----|
| III.1 INTRODUCCIÓN | 74 |
| III.2 COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA PARTE MEDIA Y PROFUNDA DE LA CORTEZA CONTINENTAL | 75 |
| III.3 METODOLOGÍA | 79 |
| III.4 DESCRIPCIÓN DE LAS MUESTRAS Y PETROGRAFÍA | 81 |
| III.5 RESULTADOS ELEMENTOS MAYORES | 86 |

| | |
|--|----|
| ELEMENTOS TRAZA | 92 |
| III.6 RELACIONES ISOTÓPICAS Y MODELO DE EDAD A PARTIR DEL Sm—Nd | 96 |
| III.7 CONCLUSIONES | 97 |

CAPÍTULO IV

PROPIEDADES MAGNÉTICAS

| | |
|-------------------------------------|-----|
| IV.1 ANISOTROPÍA MAGNÉTICA | 99 |
| IV.2 MUESTREO Y METODOLOGÍA | 111 |
| IV.3 RESULTADOS OBTENIDOS | 113 |
| IV.3.1 RINCÓN DE PARANGUEO SITIO P1 | 113 |
| Propiedades magnéticas | 113 |
| Susceptibilidad magnética y fábrica | 121 |
| IV.3.2 LA ALBERCA SITIO A1 | 124 |
| Propiedades magnéticas | 124 |
| Susceptibilidad magnética y fábrica | 133 |
| SITIO B1 | 135 |
| Propiedades magnéticas | 135 |
| Susceptibilidad magnética y fábrica | 139 |
| IV:3.3 MAAR DE LA CINTURA SITIO LC1 | 142 |
| Propiedades magnéticas | 142 |
| Susceptibilidad magnética y fábrica | 148 |
| IV.3.4 MAAR DE ESTRADA SITIO E1 | 150 |
| Propiedades magnéticas | 150 |
| Susceptibilidad magnética | 158 |
| IV.3.5 MAAR DE ÁLVAREZ SITIO V1 | 159 |
| Propiedades magnéticas | 159 |
| Susceptibilidad magnética y fábrica | 166 |
| IV. 4 CONCLUSIONES | 168 |

CAPÍTULO V

DISCUSION Y CONCLUSIONES

| | |
|---|-----|
| V.1 MAARES EN VALLE DE SANTIAGO | 171 |
| V.2 PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LAS SECUENCIAS PIROCLÁSTICAS DE LOS MAARES | 173 |
| V.3 GEOQUÍMICA | 175 |
| V.4 TECTÓNICA EN EL CENTRO DE MÉXICO | 177 |
| TRABAJOS CITADOS | 187 |

RESUMEN

Los maares en el campo de Valle de Santiago Guanajuato, presentan varias características de interés para investigar como: el origen de estas estructuras, los posibles controles estructurales y corticales y sus relaciones con la actividad monogenética en el campo Michoacán-Guanajuato.

El proyecto doctoral se desarrolló inicialmente a partir de investigaciones encaminadas a caracterizar las estructuras de maares de Valle de Santiago y los estudios paleomagnéticos en las rocas volcánicas y secuencias piroclásticas. Como parte de los reconocimientos geológicos y muestreos para paleomagnetismo se realizaron observaciones sobre otros aspectos del campo volcánico, que abrieron líneas adicionales de investigación y que resultaron en una modificación y ampliación del proyecto. Entre ellas destaca el descubrimiento de xenolitos, clasificados como de corteza inferior, en tres de los maares. El estudio de los xenolitos corticales y sus implicaciones para la actividad eruptiva y la estructura cortical formó una componente importante del trabajo doctoral. El análisis de resultados de propiedades magnéticas en las secuencias piroclásticas nos encaminó hacia preguntas acerca de la formación de los maares. Los resultados paleomagnéticos orientaron el estudio para abarcar aspectos de tectónica y los controles estructurales de la actividad volcánica explosiva, así como las relaciones dentro del arco magmático y su estructura cortical. Estas preguntas han sido investigadas en este proyecto interdisciplinario, que incluye estratigrafía volcánica, geoquímica y petrografía de xenolitos y propiedades magnéticas de las secuencias piroclásticas.

En Valle de Santiago, se determinó que al menos 15 de estos maares forman un agrupamiento a lo largo de una dirección NNW-SSE el cual se denominó en este trabajo como “lineamiento Valle de Santiago-Tzitzio” y que puede asociarse con una zona de debilidad cortical.

Los resultados de anisotropía magnética y magnetismo de rocas, determinaron que en dos de las cinco secuencias estudiadas se observaron fábricas primarias de AMS, mientras que las otras tres presentan fábricas compuestas, donde no es clara su dirección de flujo. Los valores de susceptibilidad magnética observados son diferentes para cada secuencia y esto se asocia directamente con la composición química y los contenidos de minerales magnéticos. Los dominios magnéticos son en su mayoría simples y de pseudodominio sencillo y la magnetización remanente se encuentra en minerales de la serie de las titanomagnetitas.

Los análisis petrográficos definieron que los xenolitos encontrados presentan texturas granoblásticas y tamaños de grano medio a grueso, típicos de rocas metamórficas de alto grado. Los resultados de geoquímica diferencian dos tipos de xenolitos: 1) granulitas de hiperstena –diopsido encontradas en Rincón de Parangueo y 2) granulitas básicas tipo gabrónico encontradas en maar La Cintura. Los contenidos de sílice en las granulitas muestran un rango de variación de entre el 46.9 y el 50.9% de peso, este contenido es similar a los

contenidos reportados por Rudnick y Gao (2003) para otros xenolitos de corteza inferior.

Los elementos traza indican una anomalía positiva de Eu y un enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE), estas características son compatibles también con rocas de la corteza inferior. La edad calculada con base en las relaciones isotópicas Sm/Nd de los xenolitos de Rincón de Parangueo es de 1.5 Ga, lo cual permite interpretar que estos xenolitos son muy antiguos, de edad Precámbrica y que pueden pertenecer a una corteza inferior, que se propone se encuentra por debajo de los mares de Valle de Santiago.

ABSTRACT

This doctoral project developed from studies to characterize the maar structures of VSMF and paleomagnetic studies of the volcanic sequences. Discovery of lower crustal xenoliths in three of the maars, and initial results from the maar pyroclastic sequences prompted fundamental questions on the maar formation, tectonic and structural controls on activity, relations within the magmatic arc and crustal structure. These questions have been addressed and further developed in an interdisciplinary doctoral research project that includes volcanic stratigraphy, geochemistry and petrography of xenoliths, and rock magnetic properties of pyroclastic sequences.

The Valle de Santiago maar field (VSMF) is formed by 20 maars, with 15 of them located within a small area, and apparently related to a regional NNW-SSE tectonic lineament, referred to as Valle de Santiago-Tzitzio Lineament.

Rock magnetic and magnetic anisotropy (AMS) properties of tephra and pyroclastic deposits are related directly to the type of deposition and emplacement mechanisms. Two from five sequences studied show primary AMS fabrics, and the others present composite AMS fabrics, related to conditions during emplacement and post-emplacement modifications. The angular directional dispersion of principal AMS axes is high. Magnetic susceptibility values present varying ranges for each site, and clearly this property is directly related to the chemical composition and contents of magnetic minerals. The magnetic domains are predominantly single and pseudo-single states and the magnetic remanence carriers are members of the titanomagnetites series.

Crustal xenoliths in the volcanoclastic sequences were found, showing granitic textures and medium and large grain sizes. Two types of xenoliths have been distinguished- i.e., hyperstene-diopside granulites and basic granulites gabbroic type-which are present in the Rincón de Parangueo and La Cintura maars, respectively. The silica contents in the granulites has a narrow range between 46.9 and 50.9 wt%, this content is similar to those reported by Rudnick and Gao (2003) for other xenoliths of lower crustal.

The rare earth element (REE) analyses on xenolith samples show a positive Eu anomaly, and enrichment in LREEs could be interpreted as lower crustal origin. The age obtained from Sm/Nd isotopic relationships for these xenoliths is 1.5 Ga. It supports a Precambrian age for the lower crustal beneath the Valle de Santiago maars field.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

I.1 ESTADO DEL CONOCIMIENTO

Una buena parte de la actividad volcánica en el Terciario de México se desarrolló en el Cinturón Volcánico Mexicano, la cual ha atraído la atención de diversos grupos de investigación sobre el vulcanismo, la tectónica en arcos magmáticos y las zonas de subducción.

En esta provincia se encuentran tanto estratovolcanes activos como el Popocatepetl y el Volcán de Colima, como volcanes monogenéticos entre los que destacan el Parícutín y Jorullo, entre otros.

Entre los campos volcánicos monogenéticos que se encuentran en esta provincia destacan por su tamaño y número los campos de Chichinautzin y el de Michoacán-Guanajuato entre otros (Márquez, et al. (1999); Martín del Pozo (1982); Hasenaka, T. y Carmichael, I (1985^a); Hasenaka, T. (1994)).

El sector norte de éste último, se caracteriza por la presencia de estructuras volcánicas producidas por actividad explosiva de tipo hidromagmático mejor conocidas como maares (Noll (1967); Ollier (1967); Fisher y Waters (1970); Lorenz (1970, 1973); Lorenz et al. (1971) Kienle et al., (1980)).

En este trabajo se presentan los resultados de la investigación multidisciplinaria - Estratigrafía volcánica, Geoquímica y Propiedades magnéticas de rocas-, que se realizaron en las secuencias vulcanoclásticas y xenolitos de los maares de Valle de Santiago.

El proyecto comprendió estudios de campo, análisis estratigráfico y muestreo paleomagnético de las secuencias piroclásticas. En las secuencias piroclásticas de tres de los maares fueron encontrados fragmentos de xenolitos, dada la importancia del hallazgo y sus implicaciones en la investigación de estructura cortical, se vio la importancia de incluir un estudio de los xenolitos dentro de los objetivos de la presente investigación. Además, se ampliaron los trabajos de campo para localizar xenolitos dentro de las secuencias piroclásticas del resto de los maares.

Los maares son estructuras volcánicas con cráteres centrales en forma de tazón, que se encuentran rodeados por un anillo de material piroclástico. Estos fueron reconocidos primeramente en el campo volcánico de Eifel (Alemania), el término se deriva del latín "mare" (Steininger, 1819). Estos maares resultan de erupciones hidromagmáticas y una evidencia de esto es que generalmente se presentan en grupos sincrónicos cercanos a centros eruptivos Fisher, y Schminke (1984).

Ollier, C. 1967 y otros autores como: Lorenz (1970, 1973, 1975); Fisher y Waters (1970), Walker (1971) y Wohletz y Sheridan (1983); las definieron, estudiaron sus características y condiciones de formación así como las secuencias piroclásticas producidas por estas estructuras volcánicas. En 1973, Lorenz propone una clasificación de las diferentes estructuras volcánicas de origen hidromagmático con base en su morfología y los dividió en: maars (sensu stricto), anillos de tobas y conos de tobas.

Los maares se caracterizan por tener un cráter volcánico por debajo del nivel del terreno y socavado en las rocas regionales (country rock) anteriores a la actividad volcánica; un anillo de tobas tiene un cráter volcánico generalmente más grande pero por arriba del nivel del terreno y rodeado de un anillo formado por material hidroclástico, similar en diámetro al maar. Por último los conos de tobas tienen anillos de material piroclástico altos, es decir por arriba de los 300 m y son esencialmente conos de tobas donde la actividad volcánica tuvo un período de duración más largo.

Los maares se caracterizan por estar formados por al menos el 60% del material producto de la fragmentación de la roca preexistente a la erupción y el resto corresponde a material juvenil.

La investigación de propiedades magnéticas se incorpora al trabajo doctoral y en particular al estudio de las secuencias piroclásticas con el fin de caracterizar los diferentes mecanismos de depositación de los productos piroclásticos y su

relación con cada tipo de depósito, estos estudios aportan el conocimiento de las relaciones de susceptibilidad y dominios magnéticos.

Este estudio de propiedades magnéticas se realiza a través de parámetros tales como la susceptibilidad magnética, la fábrica magnética y la remanencia térmica. Las rocas dependiendo de su tipo, contienen una amplia variedad de minerales, las rocas ígneas asocian sus fábricas primarias a sus condiciones de flujo, y en rocas volcanoclásticas como en los sedimentos, estos incluyen algunos efectos ocurridos después de su emplazamiento. Dependiendo del tipo de emplazamiento (flujos o caídas) las rocas volcanoclásticas presentan distintos comportamientos en sus fábricas magnéticas. Estos comportamientos han sido estudiados y caracterizan diferentes tipos de depósitos Ej. Zanella, et al., (1999)

Como parte del estudio estratigráfico en cada uno de los maeres se realizó el muestreo de las mismas, donde se observaron fragmentos de xenolitos de la corteza inferior. Los xenolitos encontrados en Valle de Santiago resultan particularmente importantes e interesantes debido a varios factores; el primero de ellos es que este vulcanismo hidromagmático no es frecuente en el occidente del Cinturón Volcánico Mexicano, lo que llama la atención sobre el fenómeno y el segundo es que estos hallazgos permiten conocer la naturaleza y composición de las rocas que existen por debajo del centro de México.

En nuestro país existen algunos sitios donde han sido encontradas rocas de basamento precámbrico y paleozoico inferior ya sea en afloramientos, en xenolitos

o en perforaciones de pozos de PEMEX, Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996). Algunos de los lugares donde afloran rocas de basamento precámbrico y paleozoico inferior son: el complejo Oaxaca, el Complejo Acatlán, el complejo Tierra Caliente, el macizo de Chiapas al sur de México; al norte de México, el Terreno Seri en Sonora; en Tamaulipas el cañón de la Peregrina, el Gneiss de Huiznopala en Molango y el Gneiss Guichicovi en la Mixtequita entre otros. Ballard, M. M. et al., (1989); Campa, M.F. y Coney, P.J. (1983); Centeno-García, E. et al., (1993); Ortega Gutiérrez, F. (1981a).

Algunas de las escasas localidades de xenolitos en México, son: en Chihuahua (la Olivina) corteza inferior y en San Luis Potosí (La Ventura y la Joya) de corteza y de manto superior. (Sedlock, R.L. et al., (1993); Roberts, S.J. y Ruiz, J. (1989); Ruiz, J. et al., (1988); Aranda-Gómez, J.J. (1993); Nimz, G.J. et al., (1986); Nimz, G.J., .et al., (1993)).

Recientemente Aguirre-Díaz et al. (2002) reportó un xenolito para la caldera de Amealco que clasifica como de corteza inferior, ubicado al este del área de estudio. La posición de estos xenolitos es interesante ya que en las reconstrucciones tectónicas se ubica en lo que fue propuesto por Campa y Coney 1983, como Terreno Guerrero que fue interpretado como un terreno de arco magmático, lo que no parece coincidir con el carácter cortical de los mismos. La presencia de estos xenolitos plantean varias interrogantes sobre el carácter de la estructura cortical por debajo del Cinturón Volcánico Mexicano, ¿cómo es la

corteza que subyace al CVM en cuanto a su espesor?, ¿qué características presenta a lo largo de la misma y si es una corteza homogénea o heterogénea?

Algunas de estas preguntas han sido planteadas anteriormente en diversos estudios geofísicos como los realizados por: Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, (1992), Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi (1993), Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora (2000), donde se sugiere la presencia de un basamento de carácter cristalino por debajo del Cinturón Volcánico Mexicano, entre 30 y 40 Km. de espesor. Estos datos son ahora complementados por el hallazgo que representan estos xenolitos.

I.2 OBJETIVO GENERAL

Realizar una investigación multidisciplinaria en Valle de Santiago que permita conocer los factores que dieron origen al vulcanismo en esa zona, caracterizar los depósitos hidroclásticos desde el punto de vista de propiedades magnéticas, interpretar la presencia de xenolitos de corteza inferior encontrados en las secuencias hidroclásticas así como, interpretar el lineamiento de maeres en función de los sistemas de fallamiento que afectan esta parte del centro de México.

1.3 OBJETIVOS PARTICULARES.

1.- Definir la estratigrafía de los principales maeres de Valle de Santiago y su mecanismo de formación.

2.- Caracterizar los xenolitos encontrados e interpretar el significado de los mismos, su proveniencia e importancia en esta parte de México.

3- Mostrar las propiedades magnéticas de las secuencias vulcanoclásticas de los maares estudiados de Valle de Santiago y su posible relación con los mecanismos de formación y depositación.

4.- Interpretar la relación entre el lineamiento y las estructuras de los maares.

CAPÍTULO II

ESTRATIGRAFÍA DE VALLE DE SANTIAGO

II.1 MARCO GEOLOGICO

El área de estudio se encuentra ubicada en el estado de Guanajuato al sur de la ciudad de Salamanca entre los paralelos $20^{\circ}15'$ y $20^{\circ}30'$ de latitud norte y los meridianos $101^{\circ}00'$ y $101^{\circ}20'$ longitud oeste. Fig. II.1, se encuentra a 13.5 Km. al norte del Lago de Yuriria.



Fig. II.1 Mapa de ubicación de la región de Valle de Santiago en Guanajuato, en el centro de México

Las rocas volcánicas existentes varían en composición de basaltos a andesitas y tienen un rango de edad de Plioceno al reciente, por lo que se considera una zona volcánica joven, es parte del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, (CVMG) definido así por Hasenaka y Carmichael (1985a).

Las andesitas pliocénicas representan la unidad más antigua que aflora y se distinguen morfológicamente de otras rocas volcánicas porque forman volcanes en escudo relativamente grandes, se caracterizan por la ausencia de material piroclástico intercalado con las lavas. Estos volcanes se ubican en la parte sur del área de estudio y se encuentran afectados por fallas plio-cuaternarias que han provocado el escalonamiento de los flancos de los mismos. Un ejemplo de estos es el cerro El Varal, el cual se encuentra atravesado por una falla con dirección NW-SE que disecta de manera profunda el edificio volcánico Fig. II.2.

Las rocas volcánicas más jóvenes son andesitas y basaltos de edad cuaternaria las cuales representan la mayoría de los afloramientos existentes en las cercanías de Valle de Santiago, como El Cerro Los Cuates, C. La Batea, C. La Tetilla y todos los depósitos asociados a los maares Fig. II.2. Son más abundantes las composiciones máficas, en estos productos que las intermedias, (Siva-Mora, 1979) se encuentran también coladas de lavas, conos cineríticos, depósitos piroclásticos y tefras asociadas a los maares.

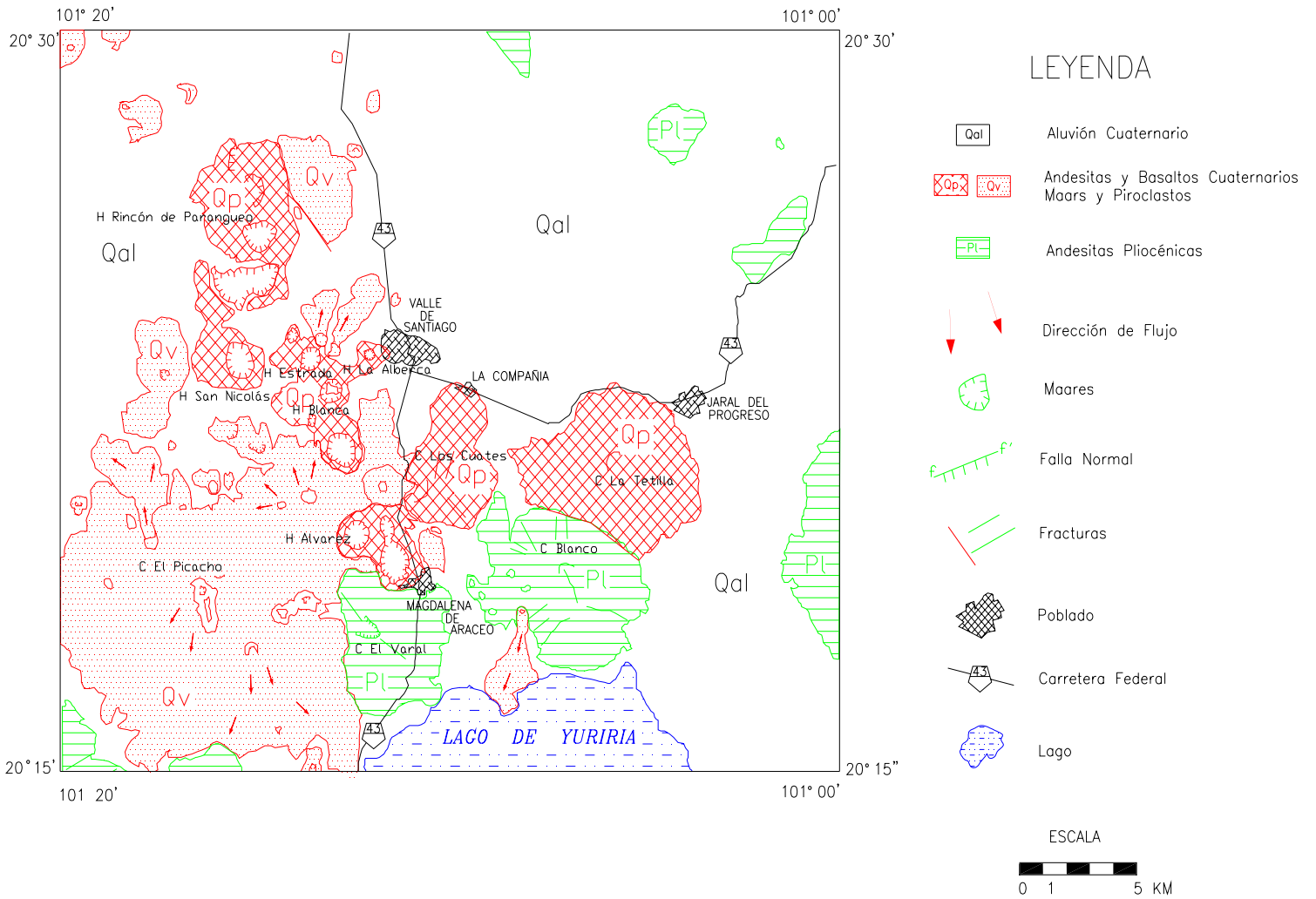


Fig. II.2 Mapa de Valle de Santiago Modificado de Uribe-Cifuentes (1992).

II.2 ESTRATIGRAFÍA EN LOS MAARES DE VALLE DE SANTIAGO, GTO

El Valle de Santiago es una zona de amplias llanuras interrumpidas hacia el oeste y suroeste por abundantes aparatos volcánicos entre los que se encuentran maares, conos cineríticos, coladas de lava, volcanes de escudo, entre otros. En este trabajo se realizó una descripción de las características físicas y texturales de las secuencias volcanoclásticas que conforman cinco de estos maares, los más

grandes de la región. Se escogieron estos maares por su tamaño, por que cuentan con diversos afloramientos y por el hallazgo de fragmentos de xenolitos dentro de las secuencias de los mismos.

Los maares descritos son: Rincón de Parangueo, (RdP), Hoya de Estrada, Hoya La Alberca, Hoya La Cíntora y Hoya de Álvarez (Fig. II.3) y serán detallados a continuación en orden de Norte a Sur.

II.2.1 MAAR DE RINCÓN DE PARANGUEO (RdP)

El maar de Rincón de Parangueo (RdP) es un cráter de explosión de edad Pleistoceno, es la primera estructura de norte a sur en el área descrita en este trabajo y también una de las estructuras más grandes en la zona (Fig. II.3), muestra un cráter de forma elíptica, con un diámetro mayor de 1450 m en sentido E-W y una profundidad que varía de los 220m en dirección norte-sur a los 160 m en dirección este-oeste. Está relacionada a tres estructuras más, las cuales se presentan dos en la parte norte y una al sur (Fig. II.2), ésta última se conoce como Hoya de Santa Rosa.

En la parte interna del cráter las paredes del mismo son de pendientes casi verticales, Fig. II.3b. La secuencia piroclástica tiene un espesor de ~55 m en la parte norte y se hace más delgada hacia la parte sur del cráter.

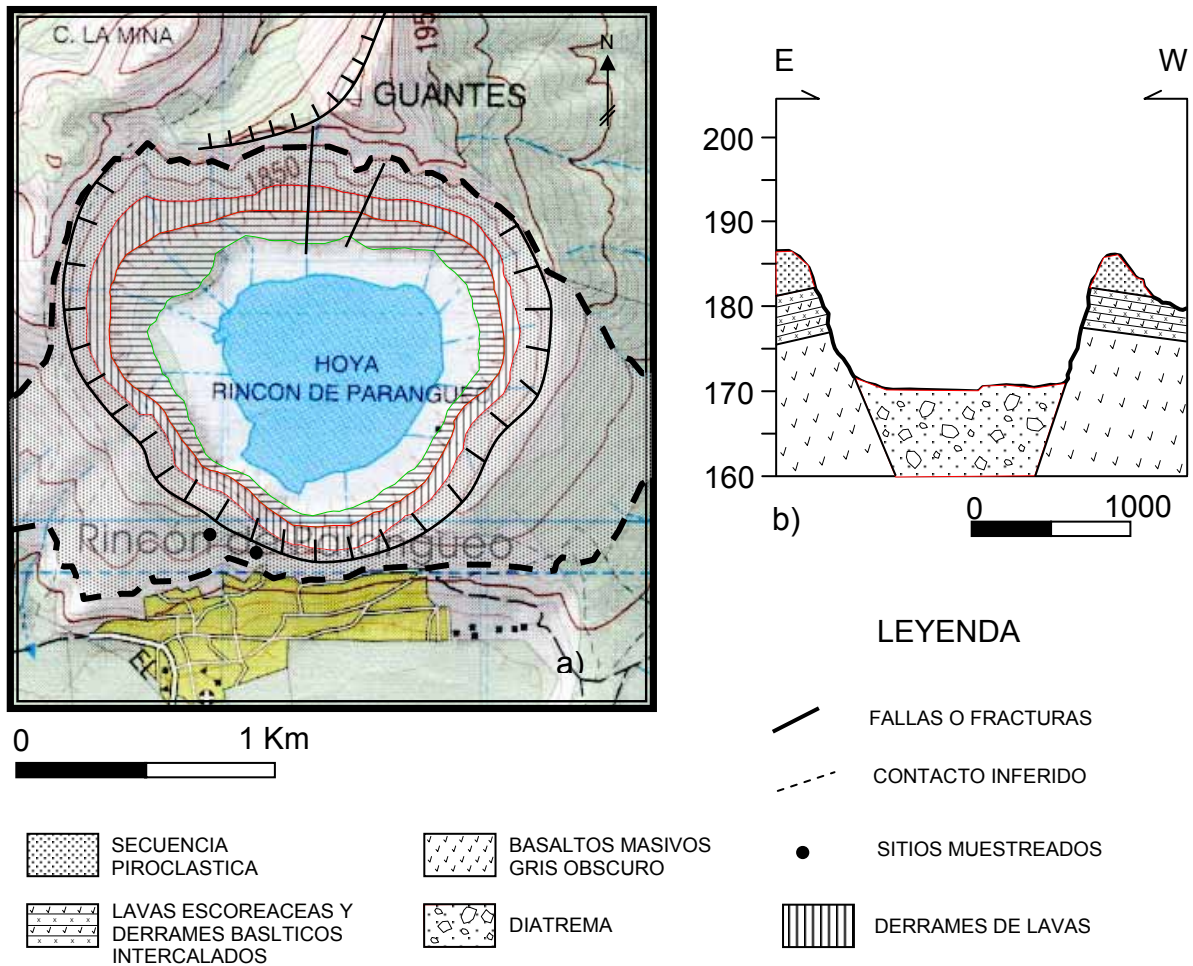


Fig. II.3 a) Mapa de productos del mar de Rincón de Parangueo, b) perfil topográfico del interior del cráter en dirección E-W.

La descripción estratigráfica del cráter se realizó de la base a la cima mediante dos secciones locales correlacionadas lateralmente (Fig. II.4) y una columna estratigráfica; con énfasis en la descripción de características litológicas como: color, espesor, tipo de material, estructuras, tipo de matriz, forma de los clastos, estructura del depósito y tipo de contactos. La descripción de estas unidades estratigráficas es informal.

En la parte norte del cráter, se presentan de la base a la cima varios derrames de basalto (I) (Fig. II.4a), gris oscuro de textura afanítica de ~30 m de espesor que forma las paredes casi verticales del mismo, se interpreta que estos basaltos pertenecen a la etapa pre-maar; sobre este basalto, se encuentran una serie de derrames máficos de color gris oscuro (II), de aproximadamente 3 a 4 m de espesor de textura porfirítica con cristales de olivino intercalados con escorias volcánicas de color rojizo vesiculares, de 4 a 5 m de espesor, que en su conjunto tienen un espesor aproximado de 45 m, por la naturaleza de los productos se interpreta que estas intercalaciones de lavas pueden ser parte de una etapa precursora del maar, aunque entre los basaltos y estos últimos no se encontró evidencia de suelo . Por encima de estas dos secuencias se encuentra el anillo de piroclastos del maar. En esta parte del cráter no se observó el contacto entre los derrames y la secuencia piroclástica debido a que sus pendientes son abruptas y las secuencias se encuentran muy alteradas se estima un espesor de 55 m . Sobre la secuencia piroclástica en esta parte se ubican una serie de derrames máficos pertenecientes al cerro La Mina. Estos derrames son basaltos vesiculares, en bloques grandes y fracturados, algunos de color rojizo, textura fanerítica con cristales de plagioclasa y piroxenos, presentan vesículas grandes (1-2 cm) y en algunas vesículas ocasionalmente se observó un relleno de calcedonia, estas lavas se consideraron de la etapa post-maar.

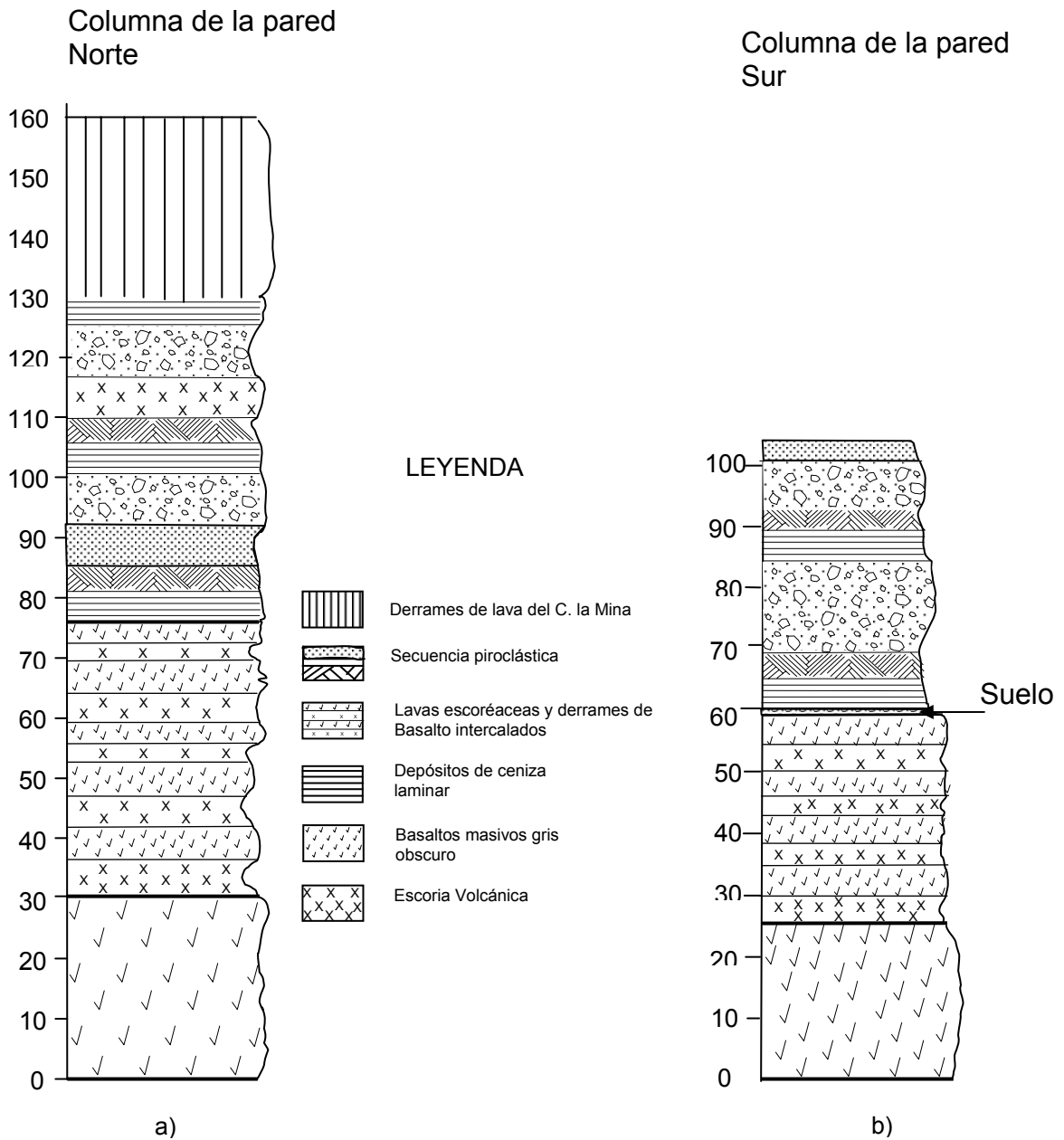


Fig. II.4. Columnas estratigráficas del maar de la Hoya de Rincón de Parangueo. a) Columna de la pared norte del maar. B) columna de la pared sur del cráter.

En el lado sur del cráter se encuentra en la base del maar una lava máfica color gris oscuro, de textura porfírica con escasos cristales de olivino color verde y abundantes vesículas paralelas, éste derrame se observó en el interior del tunel

que conecta la parte interna con la externa de la estructura, se desconoce el espesor de estos pero se estimó que afloran ~25 m. Sobre estas lavas existe una intercalación de derrames escoriaáceos de color gris oscuro-rojizo de aproximadamente 3 m de espesor de textura fanerítica con fenocristales de feldespatos (Fig. II.5) , piroxenos y olivino, con flujos basálticos de color gris oscuro, de textura porfirítica con menor contenido de feldespatos y algunos cristales de olivino, que varían de 4 a 5m de espesor. Los depósitos alcanzan en conjunto un espesor de ~35 m . Por encima de las lávas se encuentra un suelo color ocre claro de 10 a 15 cm de espesor irregular sobre el cuál se depositó la secuencia piroclástica del maar, (Fig. II.4b) Este depósito piroclástico está formado por una ceniza laminar color ocre, muy fina, con escasos fragmentos líticos de 4 cm de diámetro, que se inclinan hacia dentro del cráter con un echado de 23° se estimó un espesor de 35 a 40 m. Sobre éstas cenizas se presenta un depósito de color gris claro de 30 cm de espesor formado de fragmentos líticos pequeños 1 cm de diámetro de composición máfica color gris oscuro y alineados en capas de 2cm con una matriz de ceniza gris claro de grano muy fino. Esta secuencia se consideró de oleada piroclástica. Sobreyace a estas capas de líticos una secuencia de brecha heterolítica de color gris claro con bloques pequeños, 6-15 cm de diámetro de composición máfica de color gris oscuro y con depósitos de tamaño grava sin estratificación masiva con escasa matriz. El espesor de esta unidad varía en forma lateral entre 2 y 3 m. Al seguir subiendo por la ladera la secuencia piroclástica está cubierta por aluvión debido a que se presentan zonas de cultivo.



Fig. II.5 Fotografía de las lavas expuestas en el interior del Maar de Rincón de Parangueo (RdP). Arriba de estas lavas descansa la secuencia piroclástica.

El levantamiento de la sección estratigráfica que describe parte de la columna piroclástica se realizó en la parte externa suroeste del cráter donde se encontraron expuestos óptimamente los depósitos.

En la columna estratigráfica descrita se distinguen 9 unidades Fig. II.6, que corresponden a la parte superior de la secuencia piroclástica y se describen de la base a la cima, la secuencia descrita tiene un espesor de ~6 m aproximadamente

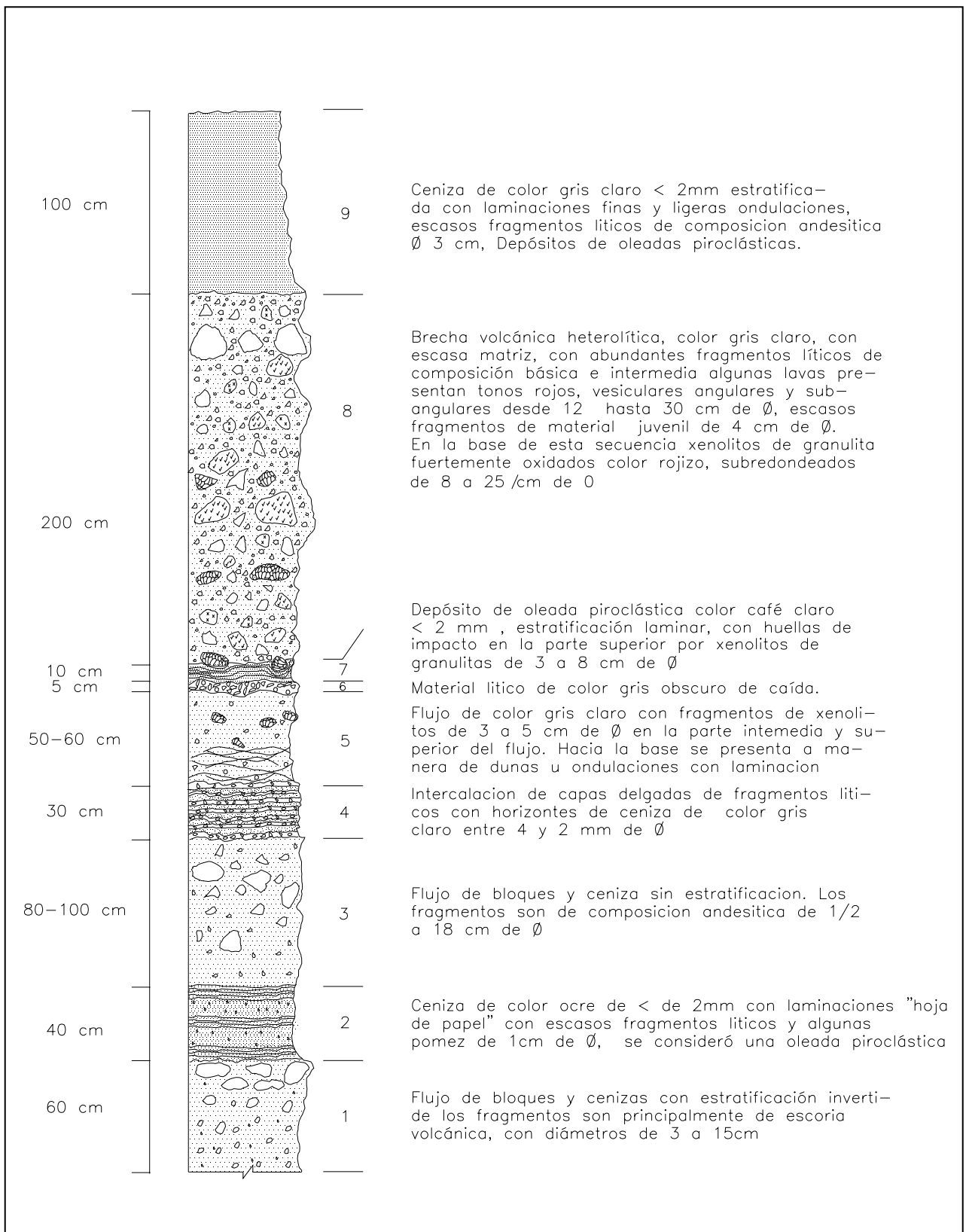


Fig. II.6 Columna Estratigráfica medida en la ladera sur del maar de Rincón de Parangueo.

-- Unidad 1. Está formada por un depósito de color gris claro de ceniza con fragmentos líticos de diferentes composiciones y de forma angular, unos máficos de color gris oscuro; otros de escoria volcánica de color gris oscuro rojizo soportados por la matriz de ceniza fina, de 3 a 15 cm de Φ , se presenta estratificación inversa con los fragmentos líticos que se concentran en la cima del depósito, no se observó su base, se considera es un flujo piroclástico de bloques y ceniza.

-- Unidad 2. Se trata de un depósito de color gris con estratificación muy delgada que forma muy claramente láminas con fragmentos líticos de diferentes composiciones de 1 cm de Φ de color gris oscuro de composición máfica de textura afanítica unos y otros de color gris con textura porfirítica con escasos fenocristales de olivino. Algunas de estas láminas presentan una gran cantidad de matriz y en otras los fragmentos se soportan a sí mismos. Puede clasificarse como un depósito de oleada piroclástica. Tiene un espesor total de 40 cm.

-- Unidad 3. Sobreyaciendo esta oleada piroclástica, se presenta un depósito de color gris claro, con fragmentos líticos de composición máfica de color gris oscuro; angulares soportados por una matriz de ceniza fina de color gris claro, presenta estratificación invertida con los fragmentos líticos en la cima del depósito, algunos fragmentos llegan a tener diámetros hasta de 18 cm de Φ , se clasificó como un flujo de bloques y ceniza.

-- Unidad 4. Sobre este flujo, se encontró un depósito de oleada piroclástica de color gris claro que forma capas delgadas de fragmentos líticos de composición máfica e intermedia de textura porfirítica y afanítica respectivamente de 0.5 cm de Φ , intercalados con capas muy delgadas de ceniza fina de color gris claro, el depósito tiene un espesor de 30 cm. En forma casi transicional se encuentra hacia arriba el siguiente depósito.

-- Unidad 5. Depósito de ceniza fina color gris claro con fragmentos líticos gris oscuro muy pequeños, la estratificación es ligeramente ondulante en la base y hacia la cima la estratificación se vuelve laminar fina. La parte inferior de la secuencia, presenta algunos fragmentos líticos de xenolitos de color rojizo, de textura granular con cristales de feldespatos y probablemente anfíboles, de 3 a 5 cm de Φ se observan embebidos en la matriz (Fig. II. 7), por sus características se consideró un depósito de oleada piroclástica.

-- Unidad 6. Este depósito es una capa de 5 cm de material lítico de escoria de color gris oscuro a negro de composición máfica, los líticos varían de 2 a 3 cm de Φ y no presenta nada de ceniza, se clasificó como un material de caída

-- Unidad 7. Inmediatamente por encima de la caída tenemos un depósito de color gris claro a café claro de 0.5 cm de estratificación laminar ondulante que tiene un espesor de 10 cm. Se considera como un depósito de oleada piroclástica sobre el cuál caen los fragmentos del depósito subsiguiente.

-- Unidad 8. Esta es la unidad más potente en la secuencia descrita se trata de un depósito de color gris claro de brecha volcánica heterolítica con escasa matriz de ceniza fina > 20%, con fragmentos líticos de lavas rojas vesiculares; fragmentos de color gris claro de textura afanítica de composición intermedia ; fragmentos de color gris oscuro de textura porfirítica y composición máfica, y fragmentos de material juvenil de color gris oscuro casi negro son los fragmentos más pequeños de todos tienen ~ 4cm de Φ . Todos los fragmentos son de forma angular y subangular desde 12 hasta 30 cm de Φ ; en la base de la brecha, se presentan otro tipo de fragmentos que no se observan en el resto de la unidad. Se trata de fragmentos de xenolitos de color rojizo de forma subredondeada y redondeada de textura granular y con tamaños de 8 a 25 cm de Φ , (Fig. II.8a). Este depósito es una brecha de ruptura, ya que es evidente la cantidad de material de diferentes composiciones que contiene además de la forma de los fragmentos y de que en éste depósito aparecen los fragmentos de xenolitos de este maar.

-- Unidad 9. Esta unidad se trata de una ceniza de color gris claro, con estratificación muy fina, de 2 a 3 mm, ligeramente ondulante con escasos fragmentos muy pequeños de líticos color gris claro, de 0.5 cm de Φ . Se consideró un depósito de oleada piroclástica.

Este es el último depósito descrito ya que sobre él yace una suelo muy delgado de ~5 cm de espesor y nos encontramos en la cima de la ladera suroeste.

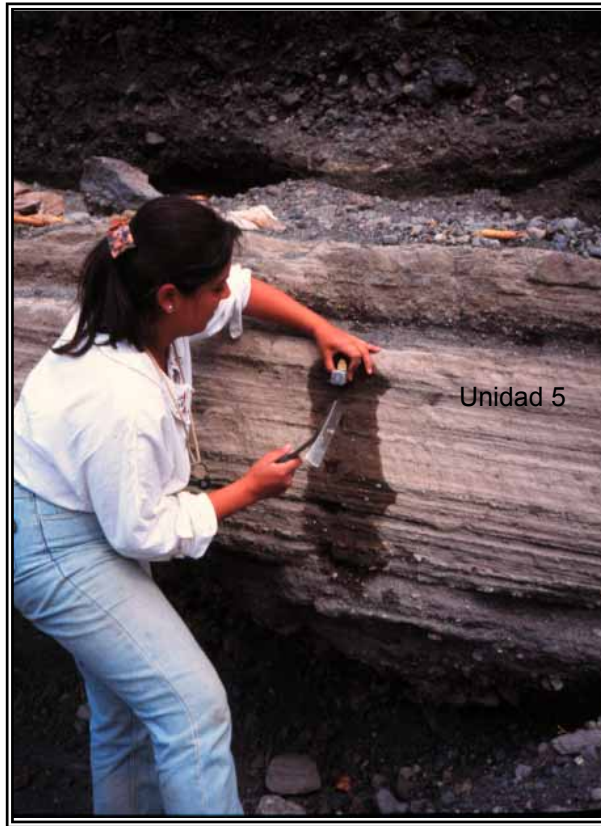


Fig. II.7 Afloramiento en el maar de Rincón de Parangueo donde se describió parte de la secuencia piroclástica, la Unidad 5 se clasificó como una oleada. Observe el contacto con la brecha en la parte superior del depósito.

Al caminar sobre el borde suroeste del maar y hacia la parte interna se encontraron otros fragmentos de granulitas con variaciones de tamaños desde 4 a 6 cm de Φ y hasta de 25 a 40 cm de Φ , estos fragmentos tienen un color café menos rojizo ya que están menos alterados que los encontrados en la secuencia del afloramiento anterior (Fig. II.8b). Presentan textura granular con una abundancia considerable de feldespatos y otro mineral que parecen ser anfíboles, (Fig. II.8a y b).

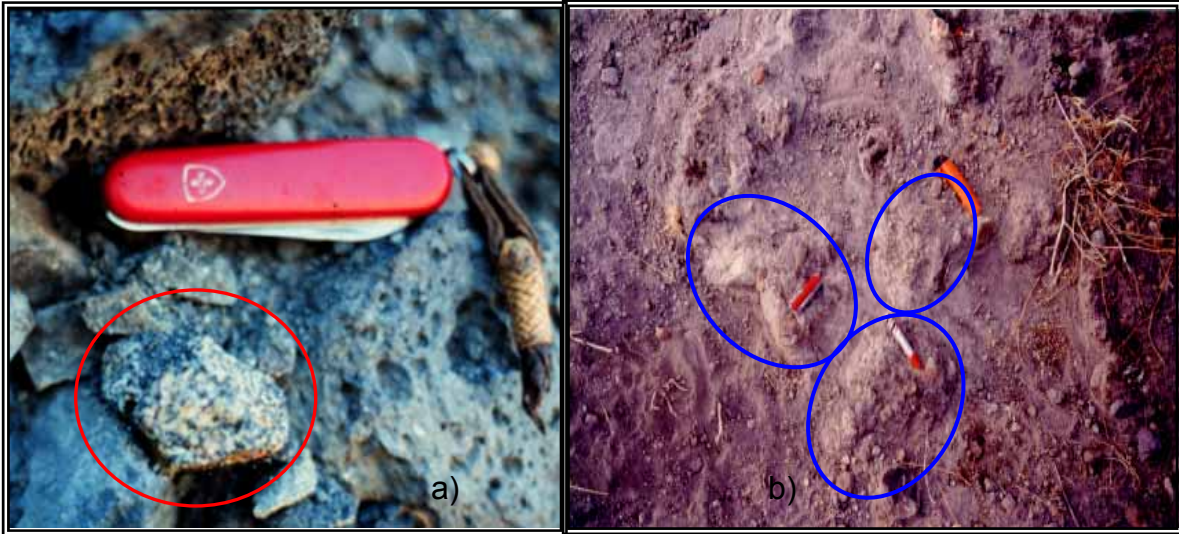


Fig. II.8 a) Fotografía de los fragmentos de granulitas dentro de la columna descrita en Rincón de Parangueo. b) Fragmentos de granulitas en la cima del borde suroeste del maar de RdP.

INTERPRETACIÓN DE LA FORMACIÓN DE RINCON DE PARANGUEO.

Conforme a los depósitos observados en el trabajo de campo en el maar, se interpretó la historia eruptiva del maar de Rincón de Parangueo en tres etapas:

1.- La etapa pre-maar, que se identificó con los depósitos de basaltos masivos afaníticos en el fondo del cráter y las intercalaciones de basaltos y escorias que constituyen más de la mitad de las laderas del cráter.

2.- La etapa del maar propiamente con la construcción respectiva del cráter por el rompimiento de las rocas previas y la depositación de la columna piroclástica la cuál fue formada por erupciones freatomagmáticas muy fuertes, que implicaron una interacción agua-magma, constante y variante. Esto se manifiesta debido a la alternancia relativa de los depósitos de brechas, oleadas y flujos piroclásticos

que se presentan a lo largo de la columna del maar. Es muy importante resaltar dentro de la secuencia piroclástica de este maar la presencia de brechas heterolíticas con fragmentos de xenolitos que indican que el conducto de magma está asociado a una zona de fracturamiento o debilidad de carácter cortical por la naturaleza de los fragmentos, en la cual al ir subiendo el magma hacia la superficie arrastró rocas profundas de ese conducto y tuvo un ascenso rápido dentro de mismo ya que no tuvo tiempo de fundir totalmente las rocas y al llegar a un cierto nivel y al tener contacto con el agua o vapor de un acuífero, este contacto súbito originó lo que se conoce como Fuel coolant interaction (FCI) (Buchanan, 1974; Dullforce et al., 1976), lo que produce una liberación violenta y súbita de energía produciendo la erupción freatomagmática y la consecuente destrucción de las rocas encajonantes y por tanto los depósitos brechoides encontrados en la secuencia, con la consecuente presencia de xenolitos en la misma.

La última etapa que es la post-maar, con la presencia de vulcanismo intermedio en la parte norte del cráter de Rincón de Parangueo que cubre parte de la secuencia y construye al norte del mismo una estructura más joven.

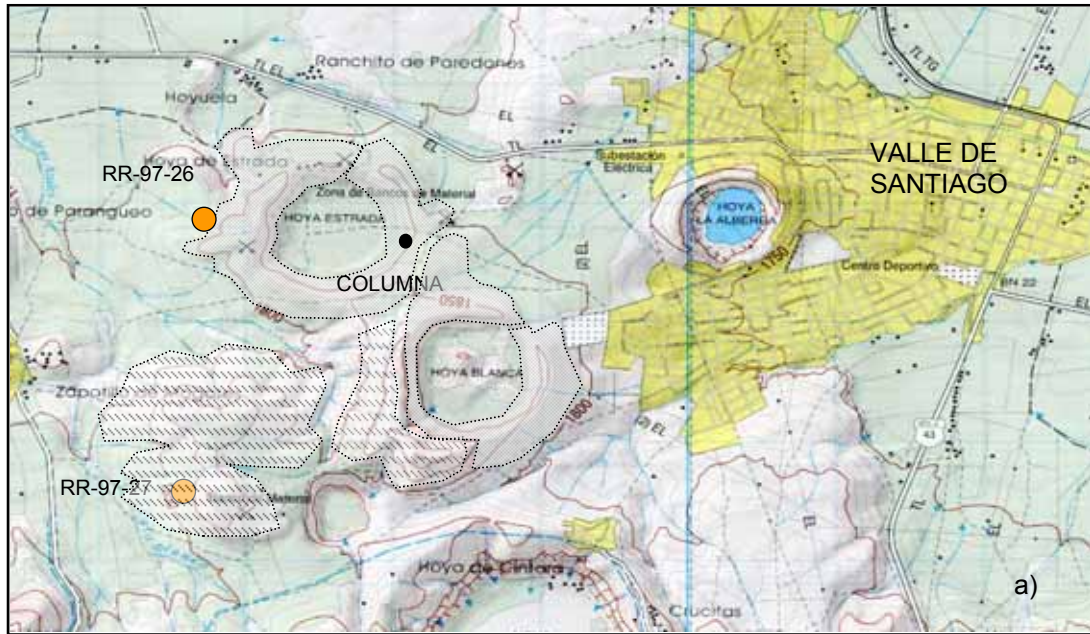
Con los datos observados se puede decir que esta estructura corresponde con la definición propuesta por Lorenz, (1973) de un maar (sensu stricto).

II.2.2 MAAR HOYA DE ESTRADA

Esta estructura se ubica a 4.7 Km al oeste del poblado de Valle de Santiago, entre el maar Hoya la Alberca y el maar Hoya de San Nicolás, presenta una forma circular y un diámetro de 850 m en dirección NE-SW, su profundidad que varía de los 40 a los 50 m en dirección este-oeste (Fig. II. 9a y b), presenta pendientes suaves.

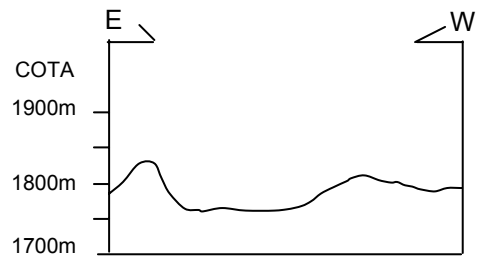
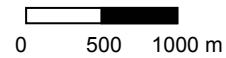
La hoya de Estrada es un cráter de explosión, no obstante que por lo general los maares presentan actividad freatomagmática en la mayoría de los casos asociada a vulcanismo básico, en el caso del maar de Estrada, se asocia a un vulcanismo félsico de composición riolítica que contrasta con las composiciones predominantemente máficas del resto del campo. La descripción estratigráfica del cráter se realizó de la base a la cima mediante una columna que muestra diferentes unidades (Fig. II.10). La sección se realizó con énfasis en las características litológicas como: color, espesor, forma, selección, composición tamaños de fragmentos y matriz. a continuación se describe parte de la secuencia piroclástica, en los afloramientos encontrados no se observó la base de los depósitos.

Los afloramientos se ubican al este y sureste de la estructura (Fig. II.9), ya que en esta zona hay una buena exposición de los mismos debido a la presencia de bancos de material.



- COLUMNA ESTRATIGRÁFICA
- ▨ SECUENCIA PIROCLÁSTICA
- ▨ DERRAMES DE LAVAS
- FALLAS O FRACTURAS
- - - CONTACTO INFERIDO
- RR-97-26 PUNTO VERIFICADO EN CAMPO

ESCALA



Hoya Estrada

b)

Fig. II.9 a) Mapa de ubicación y productos del maar de Estrada, b) Sección topográfica del maar, se observan las pendientes suaves y la poca profundidad de la estructura.

En este maar sólo se observó la secuencia propia del maar y un pequeño depósito post-maar.

Los depósitos en la columna se dividieron en 31 unidades las cuales debido a sus características físicas y que su espesor que es muy fino, se agruparon en 7 miembros; estos, se describen a continuación.

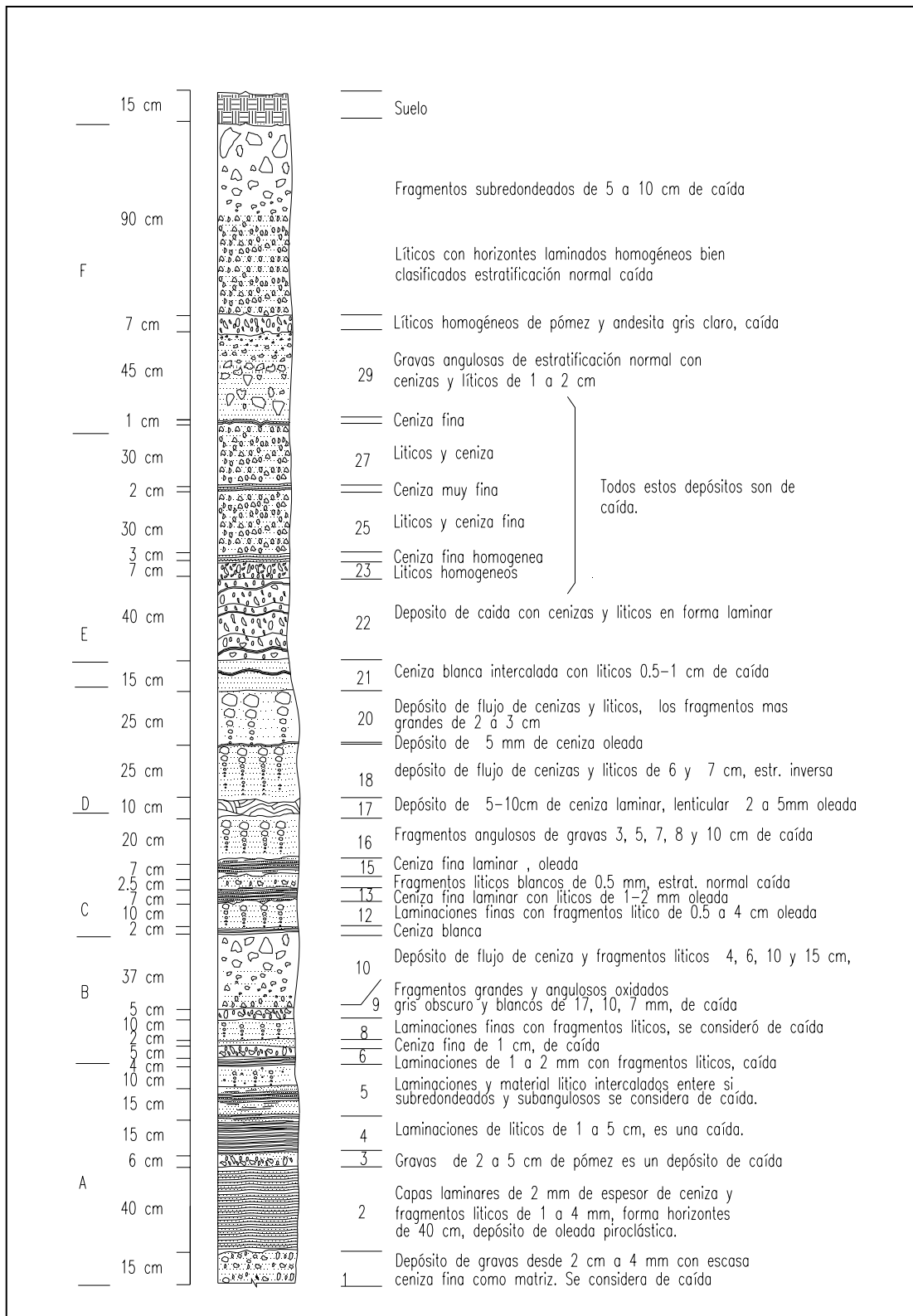


Fig. II.10 Columna Estratigráfica en el maar de la Hoya de Estrada.

-- Unidad 1. El primer depósito observado en la secuencia del maar es un depósito de color gris claro casi blanco de gravas, con fragmentos de pómez de 4mm a 2 cm, con escasa ceniza fina de color blanca, no se observa la base del mismo, se considera un depósito de caída.

-- Miembro A, agrupa a las unidades 2,3,4,5 y 6 son depósitos de color gris claro, de ceniza muy fina, con capas laminares de 2 mm de espesor ondulante y algunos fragmentos de pómez de 1 a 4 mm se consideró un depósito de oleada piroclástica (Fig. II.12), sobreyacida por gravas de color gris claro también de pómez sin matriz con fragmentos de 5 a 10 cm de Φ , y por depósitos gris claro de ceniza fina laminada con intercalaciones de material lítico de 0.5 a 1 cm de Φ ; estas unidades se consideraron de caída.

-- Miembro B, agrupa a las unidades 7,8,9 y 10 los cuales son depósitos de color gris claro principalmente gravas de caída sin matriz con fragmentos de pómez que varían de 1 a 5 cm, este miembro presenta en la parte superior un depósito de color gris claro, de 37 cm de espesor con ceniza fina como matriz y fragmentos de pómez de 4 a 15 cm con estratificación inversa. Se considera que este depósito es un flujo. Todos los contactos son concordantes y las unidades son muy continuas.

-- Miembro C, agrupa las unidades 11, 12, 13, 14 ,15 y 16; se trata de depósitos de ceniza blanca laminar muy fina con ligeras ondulaciones de 2 a 7 cm de espesor de oleada piroclástica intercalados con depósitos de color gris claro, de

ceniza gris clara con fragmentos de pómez de 3 a 8 cm y estratificación inversa, que se interpretan como depósitos de caída, este comportamiento ha sido documentado en algunas erupciones por Sheridan y Wholetz (1981).

-- Miembro D. Abarca las unidades 17,18,19 y 20, que son depósitos de color gris claro casi blanco de ceniza fina con estratificación cruzada (u17) intercalados por depósitos de color gris claro de ceniza muy fina con fragmentos de pómez desde 3 hasta 13 cm de Φ , subangulosos con estratificación inversa, y una unidad más de ceniza muy fina laminar que divide las unidades 18 y 20 estos depósitos se han interpretado como depósitos de caída, intercalados con depósitos de oleada piroclástica son semejantes a los depósitos del miembro C.

-- La siguiente Unidad es la número 21 y es una ceniza de color blanca muy fina de 15 cm de espesor con líticos muy finos en la parte media de la misma de 0.5 cm de Φ que forman una capa ondulante en medio de la ceniza. Por encima de esta ceniza que se ha interpretado de caída, se presentan los miembros E , F y G. Esta unidad marca una diferencia en los productos antes y después de la misma y probablemente en los estilos eruptivos dentro del maar.

-- Miembro E. Incluye las unidades 22 a la 28. Comienza en la base con un depósito de color gris claro de ceniza fina de 3 a 5 cm de espesor intercalada con líticos de pómez de 0.5 a 1.0 cm de Φ , de color gris claro, subangulosos, presenta estratificación ondulante y un espesor de 40 cm, se considera depósito de caída. Sobreyacen a este depósito tres depósitos de color gris claro de pómez

subangulosa de 2 a 7 cm de Φ con escasa matriz de ceniza fina de 30 cm de espesor intercalados con depósitos de ceniza muy fina de caída de 2 a 3 cm de espesor.

-- Miembro F. En este miembro se encuentran las unidades de la 29 a la 31 y se caracteriza por formarse de dos depósitos de color gris claro, de fragmentos líticos subangulosos de pómez que varían de 5 a 10 cm de Φ , separados por una capa de 7 cm de espesor de un depósito de líticos color gris claro de pómez y escoria muy homogéneo de 4 cm de Φ y subangulosos.

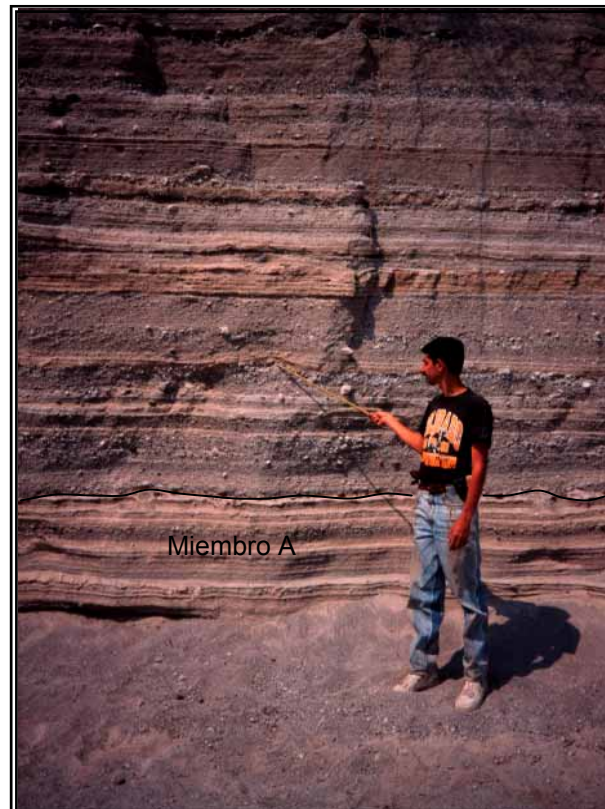


Fig- II.11 Fotografía de los depósitos encontrados en el maar de la H. Estrada donde se describió la columna estratigráfica del mismo, la composición de este maar es diferente de las demás estructuras de VdS.

Sobre este depósito se encuentra un suelo color ocre de 15 cm de espesor con el cual termina el afloramiento, Fig. II.12

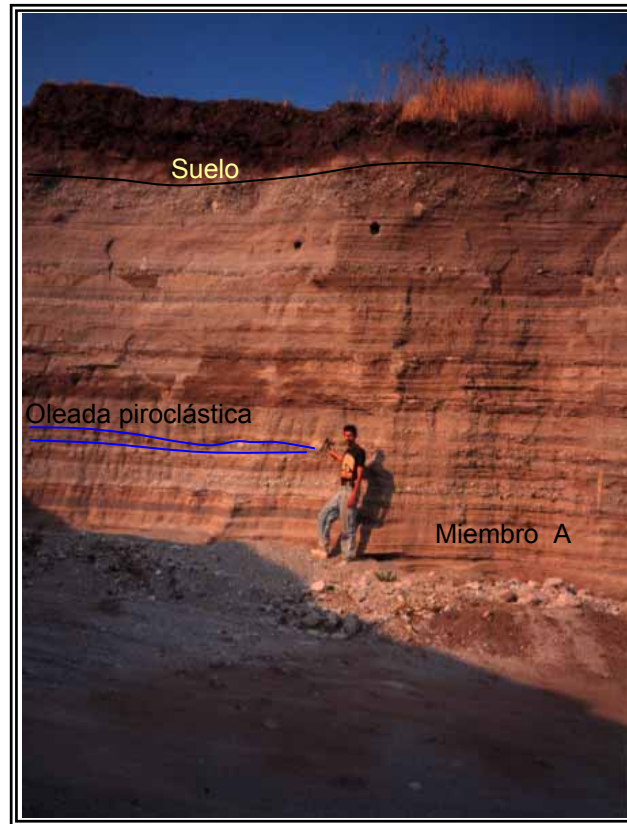


Fig. II.12 fotografía de otro de los afloramientos encontrados en el maar de Estrada, observe la continuidad y homogeneidad de los depósitos así como la presencia de un pequeño depósito de oleada piroclástica.

INTERPRETACIÓN DE LA FORMACIÓN DEL CRÁTER.

De acuerdo con los productos observados en el maar de la Hoya de Estrada se puede interpretar que las erupciones que formaron este maar fueron de tipo freatomagmáticas y por el tamaño del grano que es muy homogéneo se podría considerar que la cantidad de energía que intervino en las mismas fue constante.

1.- En la columna observada se encontró que la mayoría de los depósitos esta formado por alternancias de depósitos de oleadas piroclásticas y depósitos de caída. En los depósitos de oleada piroclástica se reconocen claramente estructuras primarias que son características de estos tipos como estratificación cruzada, lapilli acrecionado, estructuras de impacto y superficies ondulantes. Esto es muy evidente en las unidades que conforman los miembros A, C y D, que forman la parte inferior de los depósitos.

Existe un depósito que marca una diferencia en el estilo eruptivo dentro de la columna y es la Unidad 22 que se encuentra entre los miembros D y E.

2.- Esta diferencia en el estilo de erupción es notoria ya que en la secuencia piroclástica previa a la unidad 22 se trata de una alternancia de depósitos de caída y oleada piroclástica intercaladas mientras que en la parte superior de la secuencia por encima de la unidad 22 predominan los depósitos tipo caída, además de que el grano es muy homogéneo y disminuye la cantidad de ceniza, la erupción se vuelve más magmática que en la primera parte.

Cano, 2005; interpreta también la que existencia de dos etapas eruptivas en el maar de Estrada, sin embargo, ella las refiere separadas por una discordancia.

El maar de la Hoya de Estrada es una estructura de explosión en donde no es posible observar un cráter central, ya que esta zona está cubierta por material aluvial. También es una estructura donde los productos existentes son de dos tipos: oleadas piroclásticas y caídas, en los afloramientos observados no se encontraron depósitos de flujos o brechas que contengan rocas de la etapa anterior al maar. Sus laderas son suaves y su altura es baja, en comparación con el maar de Rincón de Parangueo, por lo que se interpreta que esta estructura corresponde con la descripción que Sheridan, Wholetz y Lorenz, hacen de un anillo de tobas más que de un maar sensu stricto.

II.2.3 MAAR HOYA DE LA ALBERCA

Esta estructura se localiza al oeste del poblado de Valle de Santiago (Fig. II.13a), es la más pequeña de las estructuras descritas en este trabajo. El maar de La Alberca se ubica al este de los maars de Estrada y de Hoya Blanca. Es de forma circular (Fig. II.13b) y tiene un diámetro de 500 m en dirección E-W, una altura relativa de 60 m sobre el nivel del valle (Fig. II.13c); su profundidad total es de ~ 110 m.

Al realizar este trabajo de campo existía un lago profundo en su cráter central mismo que en los últimos años se secó, por lo que la secuencia descrita está a partir del nivel del lago.

La descripción estratigráfica del cráter se realizó de la base a la cima en dos afloramientos que muestran las diferentes unidades de la secuencia piroclástica. Ambas columnas se unieron para mostrar una columna geológica compuesta de la secuencia estratigráfica de este maar. Las descripciones se realizaron con énfasis en las características litológicas como: color, espesor, forma, selección, composición tamaños de fragmentos y matriz.

Las paredes internas del cráter son casi verticales y por encima del lago aflora de la base a la cima una lava afanítica de color gris claro a medio masiva con 35 m de espesor expuesto, (actualmente se estima en ~ 65 m , debido a que el lago se ha secado y se observa casi la base del cráter); se trata de una andesita básica,

de composición 52.82% de SiO_2 y 19.19% de Al_2O_3 reportada por Silva-Mora, (1979).

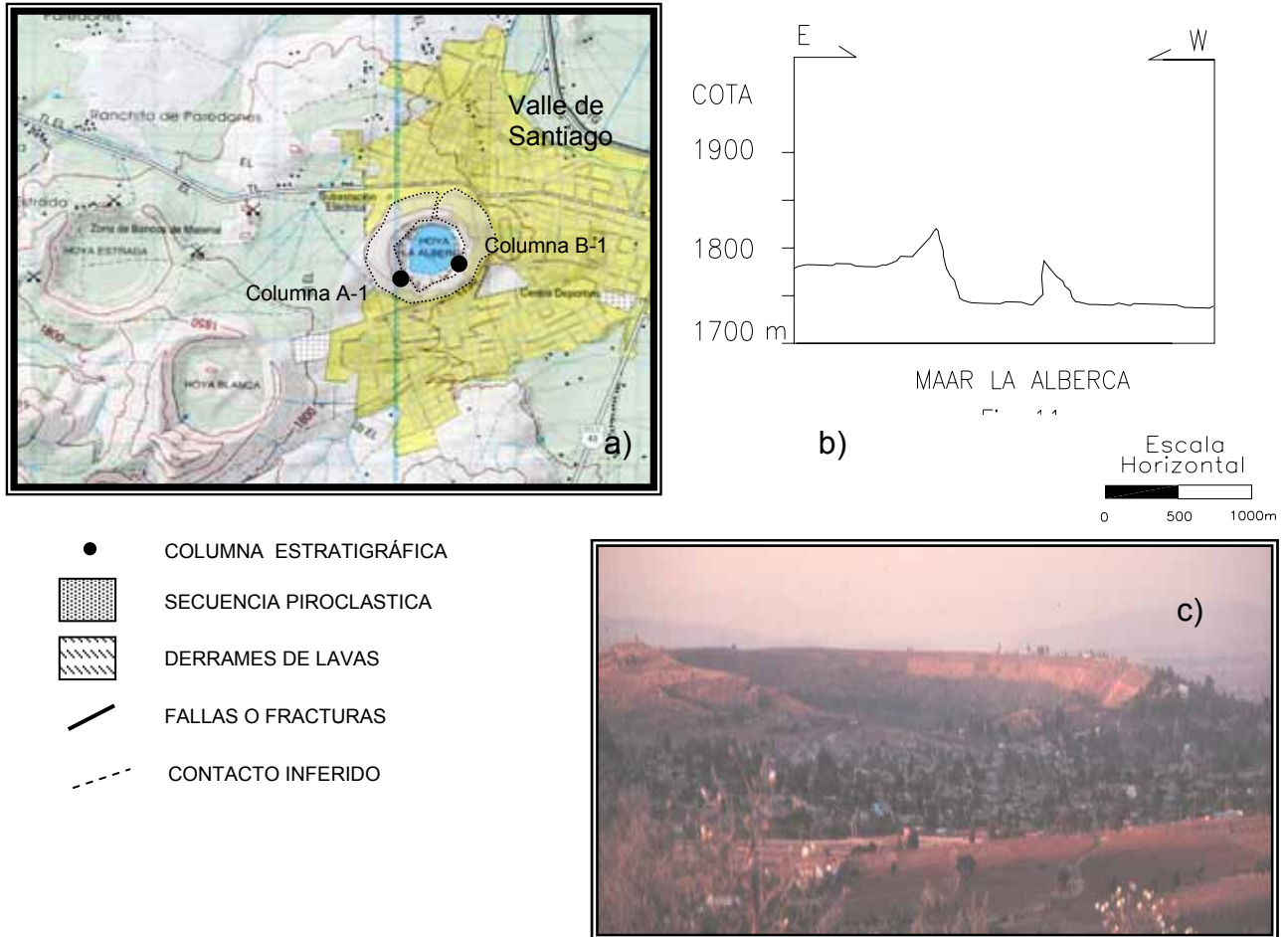


Fig. II.13. a) Mapa del maar de la Alberca, se encuentra junto a Valle de Santiago es la más pequeña de todas las estructuras, b) perfil topográfico dirección E-W del cráter de la Alberca, observe la fuerte inclinación de sus paredes internas. c) vista panorámica hacia el norte de la misma.

Estas lavas forman parte del “cuello” del cráter y se considera es una secuencia volcánica pre-maar. Murphy (1986) reporta un fechamiento para esta lava de 0.073 ma., por lo que la secuencia volcanoclástica es muy joven.

Sobreyaciendo esta secuencia de lavas masivas, se encuentra en todo el cráter una capa de suelo color claro que en este punto (Fig. II.14), (parte suroeste del cráter) presenta tres horizontes: la superior de color blanco muy alterada, por debajo encontramos una capa de color verde limón muy claro y en la base es color café pardo a gris, compacto con fracturas verticales, se observan algunos puntos blancos. El espesor de este suelo es de 60 cm y se consideró un indicador de un hiatus o período de reposo en la actividad magmática.



Fig. II.14 Se muestra el contacto entre el suelo y la secuencia piroclástica.

El inicio de la actividad magmática asociada al maar, está marcado por la presencia alrededor de toda la estructura por derrames de lava escoreácea de carácter basáltico de espesor irregular, esta unidad tiende a ser más delgada

hacia la parte sur del cráter. En la pared norte, esta unidad está ligada a un pequeño cono volcánico de tipo estromboliano que generó algunos otros derrames muy pequeños anexos al mismo y que alcanzan con un espesor muy bajo la ladera sur, (Fig. II.15). Se consideró que la escoria es de caída. Esto coincide con lo mencionado por Lorenz (1986) en el campo Eiffel., donde los maeres fueron definidos.

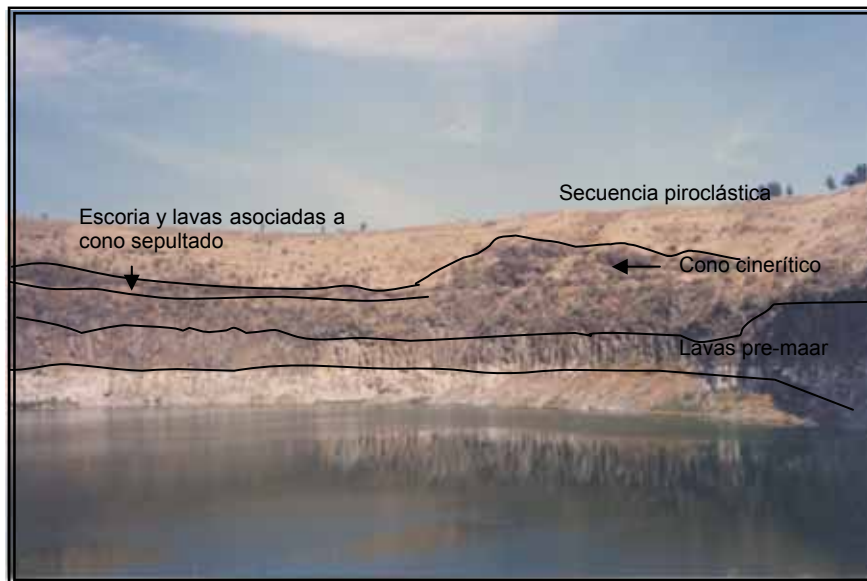


Fig. II.15 Vista hacia el norte de la pared interior del Maar de la Hoya la Alberca. En la parte noreste se encuentra un pequeño cono de escoria. Debajo de él las lavas pre-maar y por encima de él la secuencia piroclástica .

Por encima de estos depósitos encontramos la secuencia volcanoclástica, en el lado suroeste del cráter, Columna A-1; donde se distinguieron 16 unidades de la base a la cima las cuales se describen a continuación, (Fig. II.16).

-- Unidad 1. Depósito de color gris oscuro constituido por escoria volcánica y ceniza el contacto superior es irregular tiene un espesor promedio de 25 cm. Es un depósito de caída.

- Unidad 2. Depósito de color gris claro a ocre de ceniza fina homogénea de 10 cm de espesor sin rasgos internos de laminación, con pequeños fragmentos líticos de escoria volcánica, su contacto inferior es sinuoso y rellena la superficie irregular del depósito anterior, su contacto superior es muy suave y ondulado se consideró un depósito de flujo.

-- Unidad 3. Consiste de un depósito de color gris claro de ceniza fina con material lítico de escoria volcánica color rojizo y negro de 2 a 5 cm de Φ , presenta estratificación inversa, se clasificó como depósito de caída.

-- Unidad 4. Depósito de color gris claro de ceniza y líticos de 0.5 a 1.5 cm de Φ , con estratificación cruzada, lapilli acrecionado, lentes arenosos de líticos de andesita color gris claro afanítica, se consideró una oleada piroclástica basal, (Fig. II.17).

-- Unidad 5. Depósito de color gris claro de ceniza y bloques de líticos de escoria volcánica, roja y negra y de andesita gris claro con diámetros de 7 a 20 cm de Φ , angulosos y subangulosos, se considera un depósito de flujo piroclástico de bloques y ceniza.

-- Unidad 6. Depósito de color gris claro de ceniza con bloques de andesita afanítica color gris claro de 38 a 50 cm de Φ angulosos y fragmentos de escoria volcánica roja y gris obscura de 20 a 30 cm de Φ , en la base presenta una ceniza gris con estratificación cruzada y deformación por bloques de impacto se

consideró como dos depósitos, en la base una oleada piroclástica y en la parte superior un depósito de flujo bloques y ceniza. (Fig. II.18).

-- Unidad 7. Ceniza fina que presenta una estructura laminar de color gris claro con espesor de 6 cm se consideró depósito de oleada piroclástica.

-- Unidad 8. Depósito de color gris oscuro de escoria volcánica con escasa matriz de ceniza espesor 13 cm presenta gradación normal el tamaño de grano es muy homogéneo y bien clasificada se consideró un depósito de caída.

-- Unidad 9. Alternancia de depósitos de color gris claro de ceniza y bloques de andesita color gris afanítica de 5 a 35 cm de Φ de flujo con depósitos de ceniza gris laminares y con estratificación cruzada con huellas de impacto de oleada piroclástica, se consideran oleadas basales alternadas con los depósitos de flujo de bloques (Fig. II.19).

-- Unidad 10. Ceniza de color gris claro laminar muy fina con fragmentos líticos, 10 cm de espesor, se consideró como un depósito de oleada piroclástica.

-- Unidad 11. Alternancia de depósitos de color gris claro de ceniza y bloques de andesita color gris, textura afanítica de 5 a 30 cm de Φ de flujo (brecha), con depósitos de ceniza gris laminares y con estratificación cruzada con huellas de impacto, se consideran depósitos de oleadas piroclásticas alternando con los depósitos de flujo de bloques y ceniza. (Fig. II.20).

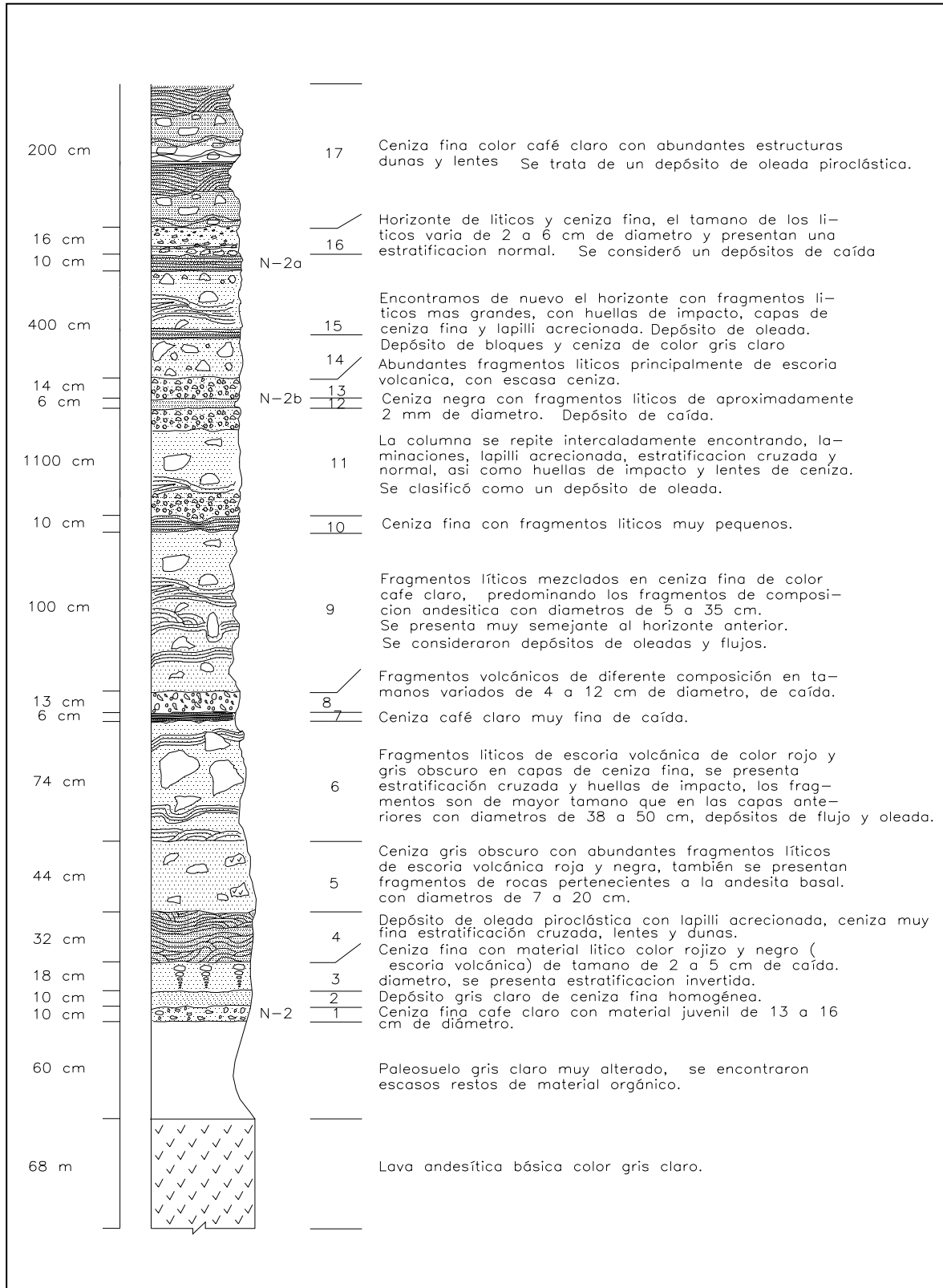


Fig. II.16 Columna Estratigráfica del maar de la Hoya la Alberca Sitio A-1

-- Unidad 12. Depósito de ceniza muy fina color gris oscuro con fragmentos líticos de escoria volcánica de 2 a 3 mm de Φ , el tamaño de grano es muy homogéneo, y el espesor de la unidad es muy uniforme, tiene 10 cm de espesor. Se consideró como depósito de caída.

-- Unidad 13. Depósito de color gris oscuro con fragmentos de escoria volcánica con escasa ceniza como matriz, los tamaños de grano son muy homogéneos, presenta gradación normal su espesor de 14 cm, se clasificó como depósito de caída.



Fig. II.17 Acercamiento del depósito correspondiente a la unidad 4 de oleada piroclástica, por debajo de ésta se observaron depósitos de caída

-- Unidad 14. Depósito de color gris claro de ceniza fina, con fragmentos líticos de color gris claro con textura afanítica, los fragmentos son de 5 a 20 cm de Φ muy angulosos, se consideraron flujos de bloques y ceniza.

-- Unidad 15. Sobreyace a la unidad anterior un depósito de ceniza fina de color gris claro con laminaciones “hoja de papel” muy homogéneo de 10 cm de espesor que se clasificó como la base de un depósito de oleada piroclástica de color gris claro, de ceniza fina con estratificación cruzada y normal, se presentan también huellas de impacto y lentes de ceniza fina con líticos de color gris claro. Éste depósito termina con una ceniza color gris claro – pardo muy fina con estructura laminar con un espesor de 10 cm.

--Unidad 16. Depósito de color gris claro de ceniza y líticos subangulosos de 2 a 4 cm de diámetro con estratificación normal, espesor de 16 cm, muy homogéneo. Se consideró de caída.

-- Unidad 17. Ceniza fina color gris claro-pardo con abundantes estructuras primarias, estratificación cruzada, estratificación normal, dunas y lentes de fragmentos líticos de 0.5 a 1cm de Φ , este depósito se repite y tiene un espesor de ~ 2.00 m, se consideró como un depósito de oleada piroclástica.



Fig. II.18 Bloques de andesita pre-maar dentro de la secuencia de la Unidad 6, por encima de estos flujos (brechas), obsérvese la secuencia de oleada piroclástica.

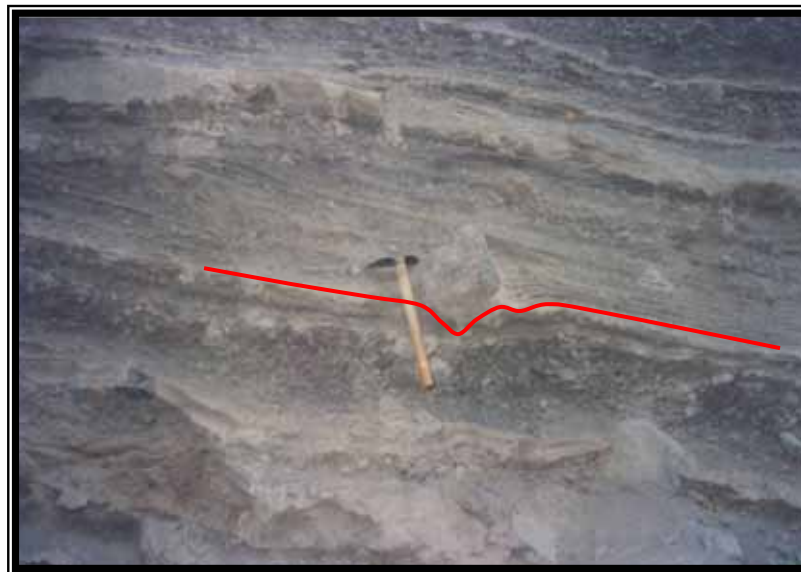


Fig. II.19. Se observa parte de la Unidad 9 de la columna descrita, en el centro un bloque de impacto que deforma ligeramente las capas inferiores y actúa como obstáculo para la depositación continua de la capa sobreyacente.



Fig. II.20. La secuencia del maar de la Hoya la Alberca corresponde con un maar (sensu stricto), de acuerdo con las clasificaciones propuestas. A la izquierda de la fotografía el acceso a la misma. En esta etapa de campo se contó con la asesoría de George P.L. Walker.

-- Unidad 18. Depósito de color gris claro de ceniza y líticos de 0.5 a 15 cm de Φ , de escoria volcánica roja y negra y fragmentos de andesita color gris claro afanítica, interestratificada con capas de ceniza se consideró un flujo piroclástico (brecha). (Fig. II.21)

- Unidad 19. Por encima del depósito anterior se tiene un depósito de ceniza fina con estratificación cruzada, en la base y hacia la cima cambia a una estratificación laminar, se consideró como un depósito de oleada piroclástica. Tiene un espesor de 25 cm.

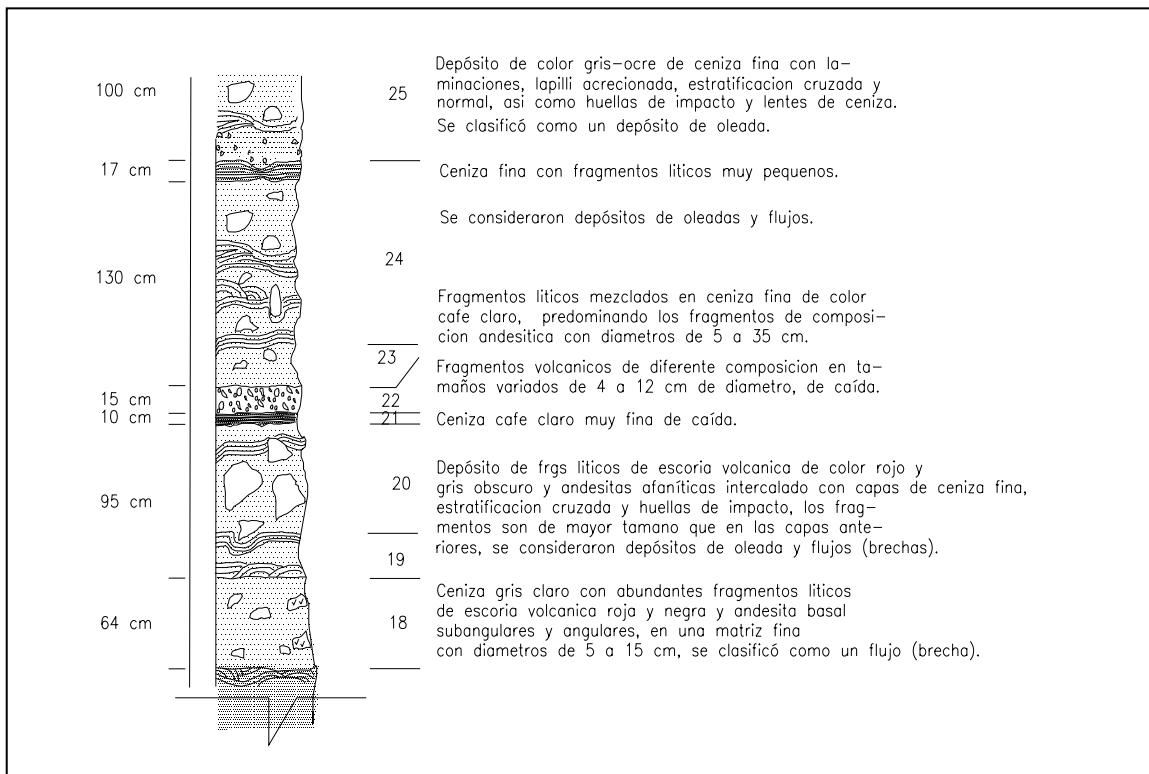


Fig. II.21 Continuación de la columna en la pared sureste del cráter de la Hoya la Alberca, se observa la misma dinámica eruptiva flujos piroclásticos intercalados con depósitos de oleadas piroclásticas, se aprecia un aumento en el contenido de material juvenil.

-- Unidad 20. Depósito de color gris claro compuesto de ceniza y bloques. Los bloques corresponden a escoria volcánica, roja y negra y a fragmentos de andesita andesita gris claro con diámetros de entre 7 y 20 cm de formas angulosas y subangulosas. Por sus características se clasificó como un depósito de bloques y ceniza.

-- Unidad 21. Depósito de color gris claro- ocre de ceniza muy fina de 10 cm de espesor, muy homogénea presenta una estructura laminar muy fina. Se considera como un depósito de caída..

-- Unidad 22. Sobre esta ceniza se encuentra una capa de 15 cm de espesor compuesta de escoria volcánica con fragmentos de diferentes tamaños de 4 a 12 cm sin matriz y con estratificación normal. Este depósito también se considera de caída.

-- Unidad 23. Depósito de color gris claro de ceniza con bloques de andesita, de textura afanítica y de color gris claro de 5 a 35 cm de Φ , de formas angulosas. Entre los fragmentos líticos se encuentran también fragmentos de escoria volcánica roja y gris oscura de 20 a 30 cm de Φ . Se consideró como un flujo de bloques y ceniza.

-- Unidad 24. Depósito de ceniza de color gris claro con estratificación cruzada, dunas y algunos fragmentos líticos de composición andesítica. Tiene un espesor de 105 cm, en la parte superior el depósito termina con una capa de 17 cm de ceniza laminada muy fina y ondulante. Es un depósito de oleada piroclástica.

-- Unidad 25. Depósito de color gris ocre de ceniza fina con laminaciones en la base, hacia la parte media y superior se presenta lapilli acrecionado y la estratificación se vuelve cruzada y en la parte superior normal. Se presentan huellas de impacto y lentes de ceniza. Se clasificó como un depósito de oleada piroclástica.

INTERPRETACIÓN DE LA FORMACIÓN DEL CRÁTER.

Con base en las secuencias observadas en el maar de la Alberca, se interpretaron dos etapas en la formación del cráter:

1.- La primera es la secuencia pre-maar, que está formada por las lavas andesíticas que se localizan en la parte inferior del cráter y sobre las cuáles se encuentra el suelo que marca un período de reposo en la zona. Murphy (1986), reporta un fechamiento para esta lava de 0.073 ± 0.024 ma, mientras Rincón, (2005); reporta una edad de 0.25 ± 0.02 ma por ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

Sobre las unidades pre-maar se identificaron los depósitos de escoria volcánica asociados a la formación de un cono de escoria, el cual probablemente comenzó la actividad magmática para posteriormente desarrollarse una etapa freatomagmática.

2.- Esta etapa freatomagmática es la que produce la formación del maar. Esta etapa es producida por la interacción agua-magma, que involucra la presencia de magma con una tasa de ascenso rápido y un contacto o interacción con algún acuífero somero en la región. A lo largo de la columna se evidencia esta interacción agua- magma ya que las distribuciones de los piroclastos están controladas por la energía de la erupción, la cual , determina los mecanismos que dispersan y los depósitos resultantes Sheridan (1983). El tamaño de los bloques

es función directa de la energía liberada misma que fragmentó las lavas del basamento.

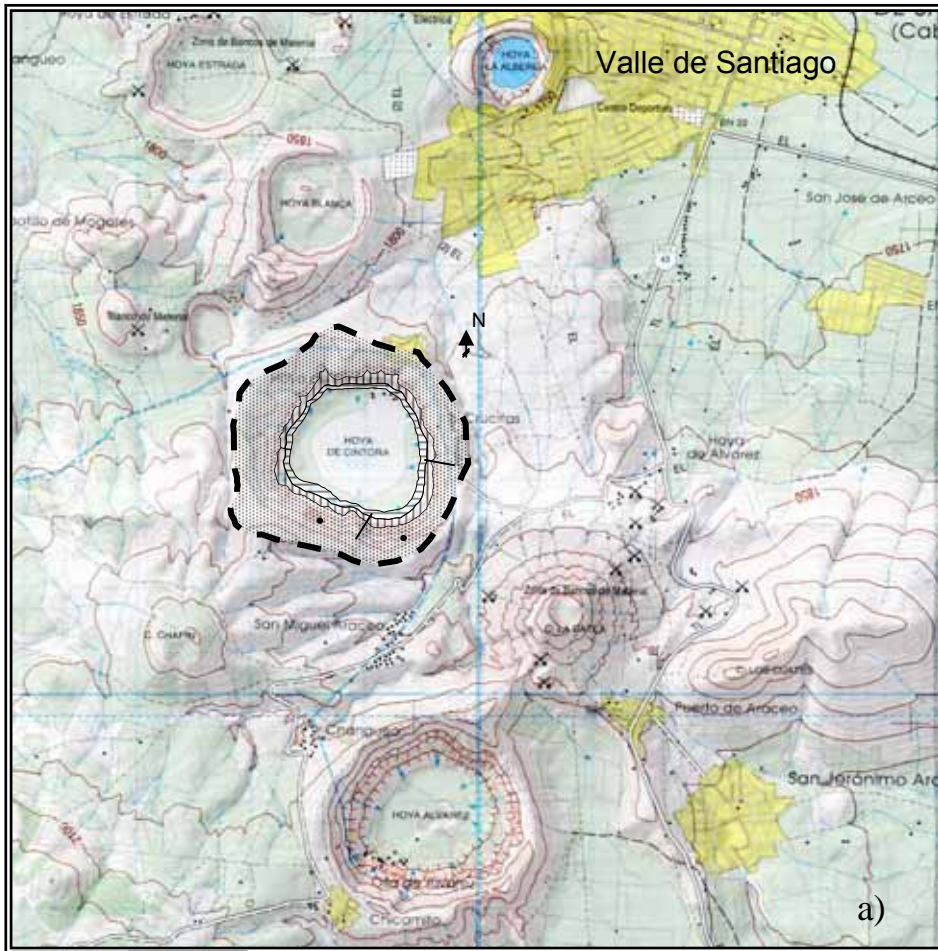
Con base en las características morfológicas que Lorenz (1986) propone para una estructura de tipo maar, se considera que el cráter de la Alberca es un maar sensu stricto.

II.2.4 MAAR DE LA HOYA DE LA CINTURA O CÍNTORA

Esta estructura se ubica a 4.5 Km. al suroeste de Valle de Santiago, es de forma circular y tiene un diámetro mayor de 1700 m en dirección NW-SE, (Fig. II.23a) y una profundidad de 160 m en dirección E-W (Fig. II.23b), también se le conoce como Hoya la Cíntora. Las estructuras más cercanas a ella son: al norte Hoya Blanca y Hoya Solís, hacia el sur el Cerro La Batea que es un cono cinerítico.

Sus depósitos, alcanzan un mayor espesor al sur-suroeste por encima de los depósitos del Volcán Chapín que es una estructura de edad Pleistoceno de composición máfica. Al norte y noreste sus depósitos se confunden con los de otra pequeña estructura también de tipo explosivo y con los de un cono cinerítico que se encuentra antes de la Hoya Blanca.

La descripción estratigráfica del cráter se realizó de la base a la cima en afloramientos que se encuentran en el camino que sube del centro del maar donde hay un caserío hacia el borde. Se reconocieron rocas anteriores a la secuencia piroclástica en el lado este y sureste del cráter, se distinguieron varios depósitos pre-mar. Todas las descripciones se realizaron con énfasis en las características litológicas como: color, espesor, forma, selección, composición tamaños de fragmentos y matriz.



0 2.5 Km

- LEYENDA**
- SITIOS MUESTREADOS
 - ▨ SECUENCIA PIROCLASTICA
 - ▤ DERRAMES DE LAVAS
 - FALLAS O FRACTURAS
 - - - CONTACTO INFERIDO

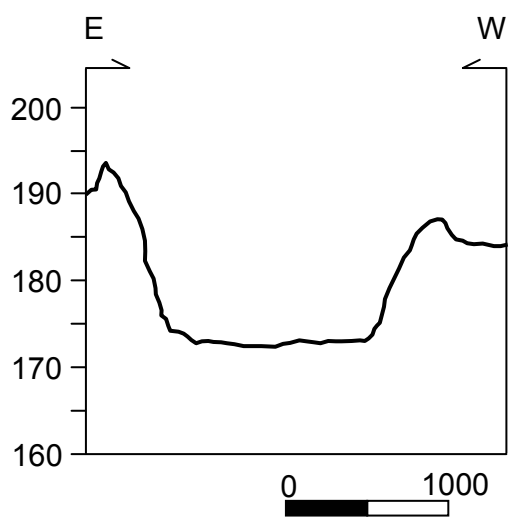


Fig. II.23 Mapa de depósitos y perfil topográfico del maar de la Hoya la Cintura o la Cíntora

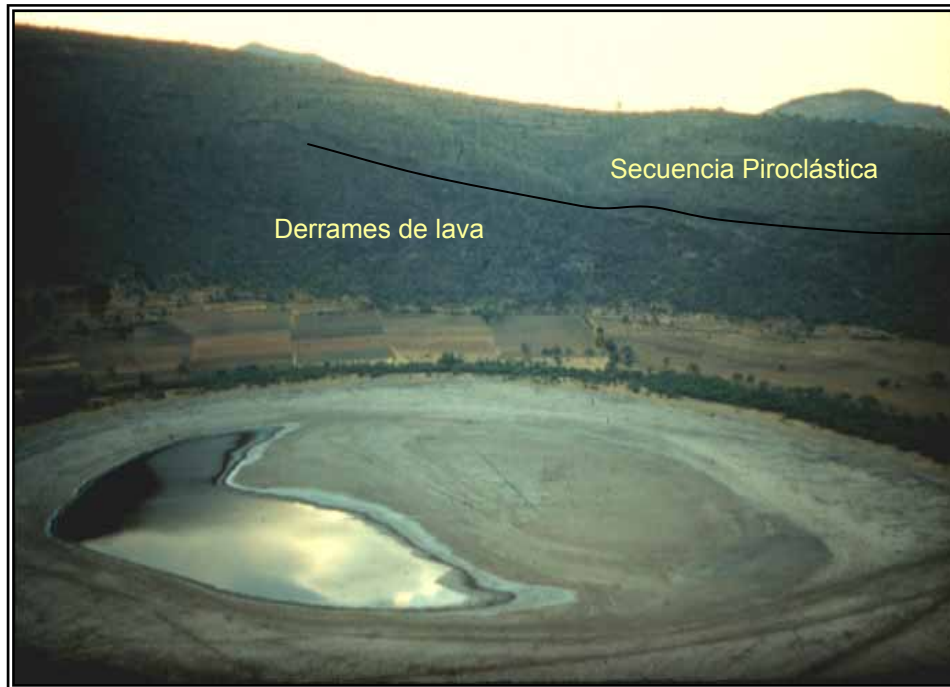


Fig. II.24. Fotografía aérea del maar de la Cíntora. Observe en el interior del cráter el espesor de la secuencia de lavas pre-maar.

La secuencia que conforma la base del cráter esta formada por varios flujos de lava máficos de color gris oscuro de textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa y piroxenos con una estructura masiva y un espesor expuesto de ~10 m, no se observó la base de esta unidad, (Fig. II.25).

Por encima de estos flujos encontramos un basalto vesicular de color rojo con muchas fracturas de textura porfirítica con fenocristales de plagioclasas y olivino, esta unidad alcanza casi los 20 m de espesor. Estos dos derrames son considerados como rocas pre-maar.

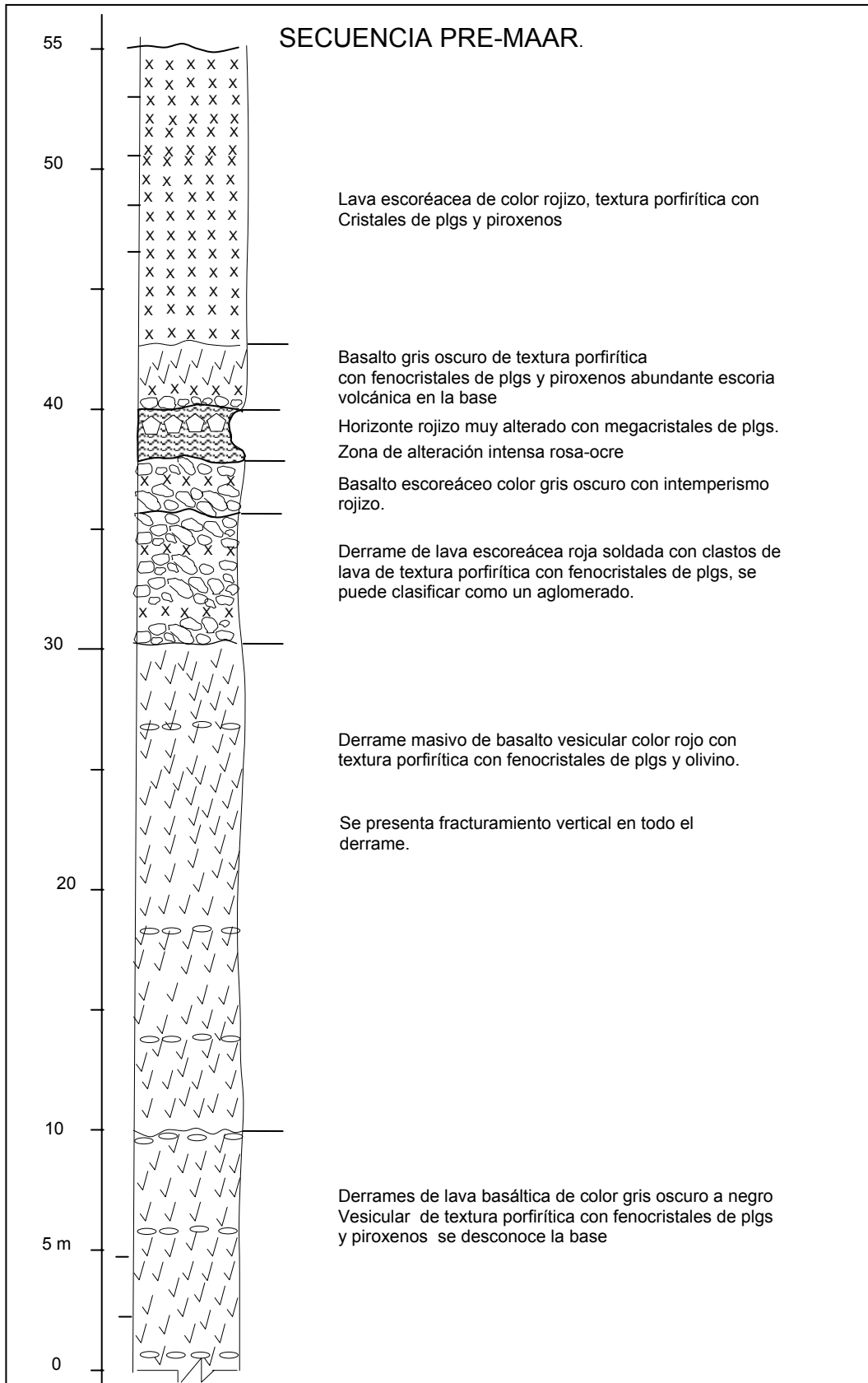


Fig. II.25 Secuencia de lavas y derrames en la base del cráter de la Hoya de la Cíntora

Sobreyace a estos derrames máficos un conjunto de aglomerados volcánicos de diferente coloración y grados de alteración, que en conjunto abarcan los 10 m de espesor.

Puente Solís, (2004); reportó un paleosuelo de 17 cm. de espesor entre la lavas basálticas y este depósito, por lo que considera estos depósitos como secuencia precursora del mar, en este trabajo ese suelo no fue observado.

Dentro de estos aglomerados destaca un horizonte de color rojizo muy alterado con fragmentos de escoria volcánica rojiza y algunas bombas que hacia la cima presenta una zona de 20 a 25 cm. de espesor con una gran cantidad de cristales blancos, cúbicos y octahedrales de dureza 6 o 7 (Fig. II.26), fueron analizados y se determinaron como plagioclasas. Sobreyace a este depósito una lava máfica color gris oscuro de textura porfirítica con fenocristales de plagioclasas y piroxenos con abundante escoria en la base, tiene un espesor de ~3m.



Fig. II.26 Megacrystales de Plagioclasas encontrados en una escoria roja por debajo de la secuencia piroclástica del maar.

Hacia la cima sobre estas lavas máficas se encontró un derrame de lava escoriaza color rojo soldada con textura porfírica con cristales blancos grandes de 1 cm. (plagioclasas) y negros (piroxenos). Este depósito abarca casi 10 m de espesor y con esto se llega a la parte superior del cráter. Sobre estas rocas de carácter máfico descansa propiamente la secuencia piroclástica del maar,

La columna geológica compuesta de la secuencia volcanoclástica (Fig. II.27) de este maar se muestra a continuación y se dividió en 16 unidades, las cuales se describen cada una.

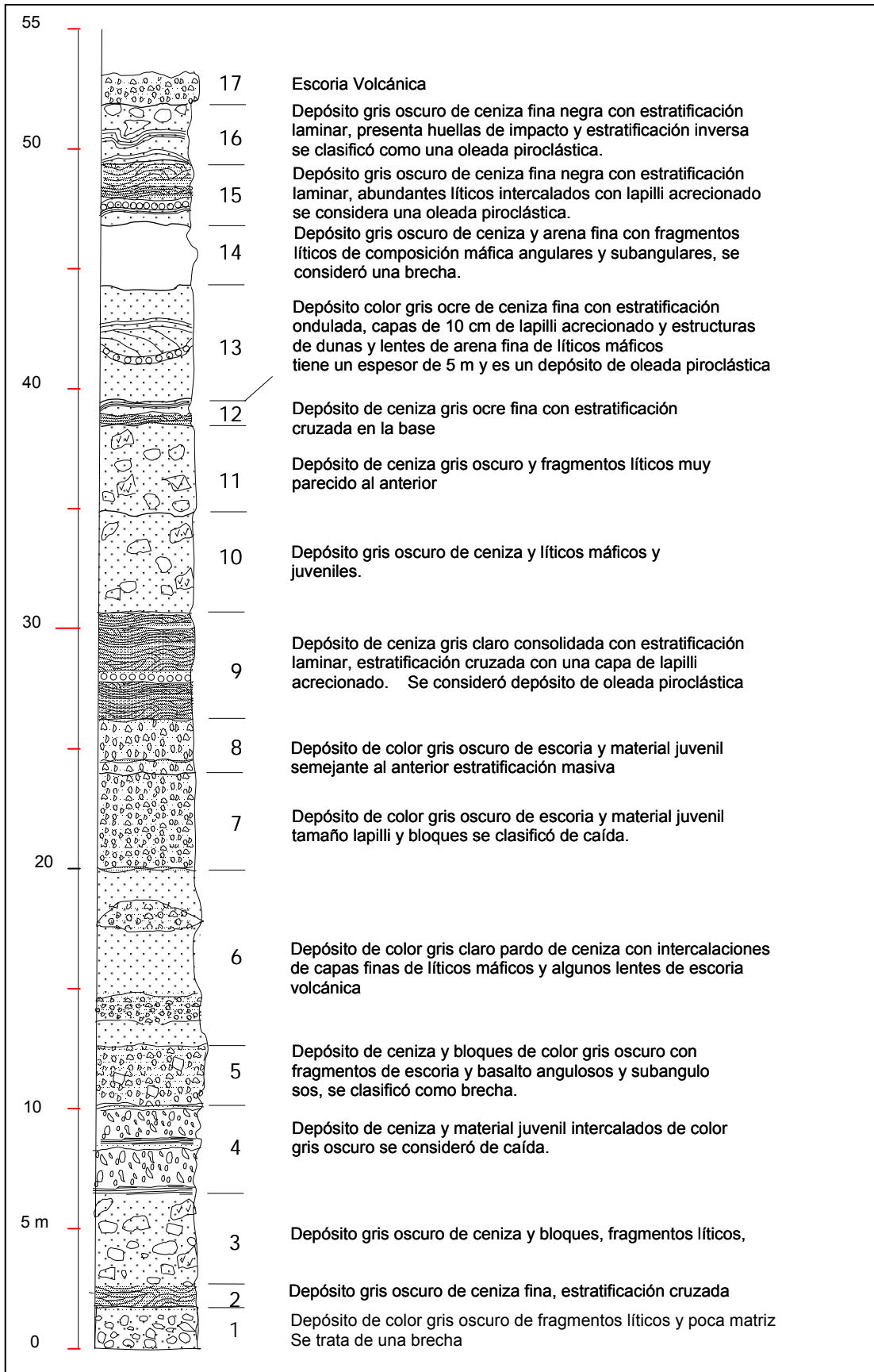


Fig. II.27 Columna estratigráfica del maar de la Hoya de la Cíntora

-- Unidad 1. Se trata de un depósito de color gris oscuro de fragmentos líticos de composición máfica con escasa matriz con un espesor de 2 m, se clasificó como una brecha, por la posición de esta secuencia se considera como la brecha de apertura.

-- Unidad 2. Depósito de color gris oscuro de ceniza fina se presenta estratificación cruzada y dunas se clasificó como una oleada piroclástica.

-- Unidad 3. Es un depósito de color gris oscuro de ceniza y bloques compuestos de fragmentos líticos muy angulares de composición máfica se clasificó como un flujo de bloques y ceniza (brecha), presenta 5 m de espesor, sus contactos son ligeramente ondulantes.

-- Unidad 4. Depósito de color gris oscuro de ceniza fina de 40 a 80 cm. intercalados con capas de material juvenil de caída de 20 a 30 cm. de espesor. El depósito completo tiene aproximadamente 3.00 m y se considera de caída.

-- Unidad 5. Depósito de color gris oscuro compuesto de bloques y cenizas, los bloques presentan entre 10 y 15 cm. de Φ , se trata de clastos de basalto y escoria negra y rojiza, de formas angulares y subangulares. Se considera una brecha volcánica de flujo, tiene un espesor de 2.50 m.

-- Unidad 6. Depósito de color gris pardo de ceniza intercalada con capas finas de líticos máficos, se presentan lentes de líticos de diferentes tamaños y

composiciones, de escoria volcánica y de textura porfirítica, subangulosos y subredondeados el depósito es potente se estiman unos ~7 m. Se clasificó como un depósito de flujo de ceniza (Fig. II.28).

-- Unidad 7. Depósito de color gris oscuro de fragmentos líticos de escorias y material juvenil, fragmentos tamaño de lapilli subangulosos y subredondeados, con algunos bloques de basalto de entre 30 y 40 cm. de Φ , muy vesiculares casi no se presenta ceniza, tiene un espesor de 4 m, se clasificó como un depósito de caída.

-- Unidad 8. Depósito de caída color gris oscuro a negro con fragmentos líticos, semejante al depósito anterior, masivo bien clasificado con un espesor de 3 m, estratificación normal.

-- Unidad 9. Depósito de ceniza de color gris claro bien consolidada, con estratificación laminar en la parte inferior y hacia la parte superior presenta estratificación cruzada, se observan lentes de fragmentos líticos gruesos tamaño bloque color gris oscuro de composición máfica, en la parte media de la secuencia se observa una capa de 10 cm. de lapilli acrecionado, esta capa tiene un espesor de ~5 m. Se clasificó como un depósito de flujo.

-- Unidad 10. Depósito de color gris oscuro de ceniza y bloques, los bloques son de composición basálticos y material juvenil, los fragmentos son subangulosos a

subredondeados de 8 a 10 cm. de Φ , se clasificó como un depósito de flujo tiene 4 m de espesor.

-- Unidad 11. Se trata de un depósito de flujo piroclástico, de color gris oscuro con abundantes fragmentos líticos de composición máfica y algo de escoria juvenil, los fragmentos son de tamaños variables desde 7 hasta 15 cm. de Φ , las cuales tienen entre 3 y 5 cm. de Φ . El depósito es masivo y tiene 3.5 m de espesor.

-- Unidad 12. Depósito de ceniza fina color gris ocre con estratificación cruzada en la base y laminaciones muy finas hacia la cima, se consideró como un depósito de oleada piroclástica, tiene un espesor de ~ 1.0m,

-- Unidad 13. Es un depósito de color gris ocre de ceniza y arena. Se observó una estructura de canal en forma de u de de 3.50 m longitud y casi 2.5m de altura con dunas de arena y laminaciones, presenta lapilli acrecionado de 10 cm., ínter estratificado con capas de ceniza fina y grava, se orienta perpendicular al cráter. Esta estructura presenta características de un depósito de oleada piroclástica.

-- Unidad 14. Es un depósito de color gris oscuro compuesto de ceniza y arena fina con fragmentos líticos de composición máfica de bloques angulares y subangulares que se clasificó como depósito de flujo de bloques (brecha) por la angularidad de los fragmentos. En la base del mismo se encontraron fragmentos de rocas de textura equigranular con minerales blancos y negros, diferentes a los

encontrados anteriormente, subredondeados, sin oxidación y muy pesados, se consideraron xenolitos de composición máfica, la secuencia tiene un espesor de 3.5 m (Fig. II.29).



Fig. II.28. Afloramiento en la zona sureste del maar donde se observa una secuencia uniforme de depósitos piroclásticos de composición básica.

-- Unidad 15. Depósito de ceniza negra fina intercalada con depósitos de arena fina negra, abundantes fragmentos líticos que varían entre 3 y 4 cm. de Φ . También se encontraron capas de lapilli acrecionado de 4-6 cm. de espesor, el depósito tiene un espesor de 3 m y se trata de una secuencia de depósitos de oleada piroclástica.

-- Unidad 16. Este depósito es de color gris oscuro de ceniza con estratificación cruzada y laminaciones muy finas ondulantes, hacia la parte superior se presentan fragmentos líticos de 5 a 7 cm. de Φ presentan huellas de impacto y estratificación inversa, se clasificó como una oleada piroclástica.

--Unidad 17. Es el último depósito que se encontró en la secuencia del maar, se trata de una escoria volcánica de caída de color negro con fenocristales de plagioclasa y piroxenos, su espesor es de 1.5 m.



Fig. II.29. Acercamiento de uno de los fragmentos de xenolitos encontrado en este maar de la Hoya de la Cintura, en una secuencia de brecha

En la ladera sur, por el lado externo del cráter se observa un suelo incipiente de 30 cm. de espesor color gris pardo, que se localizó por debajo de la escoria volcánica, este es un derrame amplio y probablemente está asociado a una

estructura que se encuentra al suroeste del maar de la Hoya de la Cintura, por lo que se consideró este depósito como post-maar.

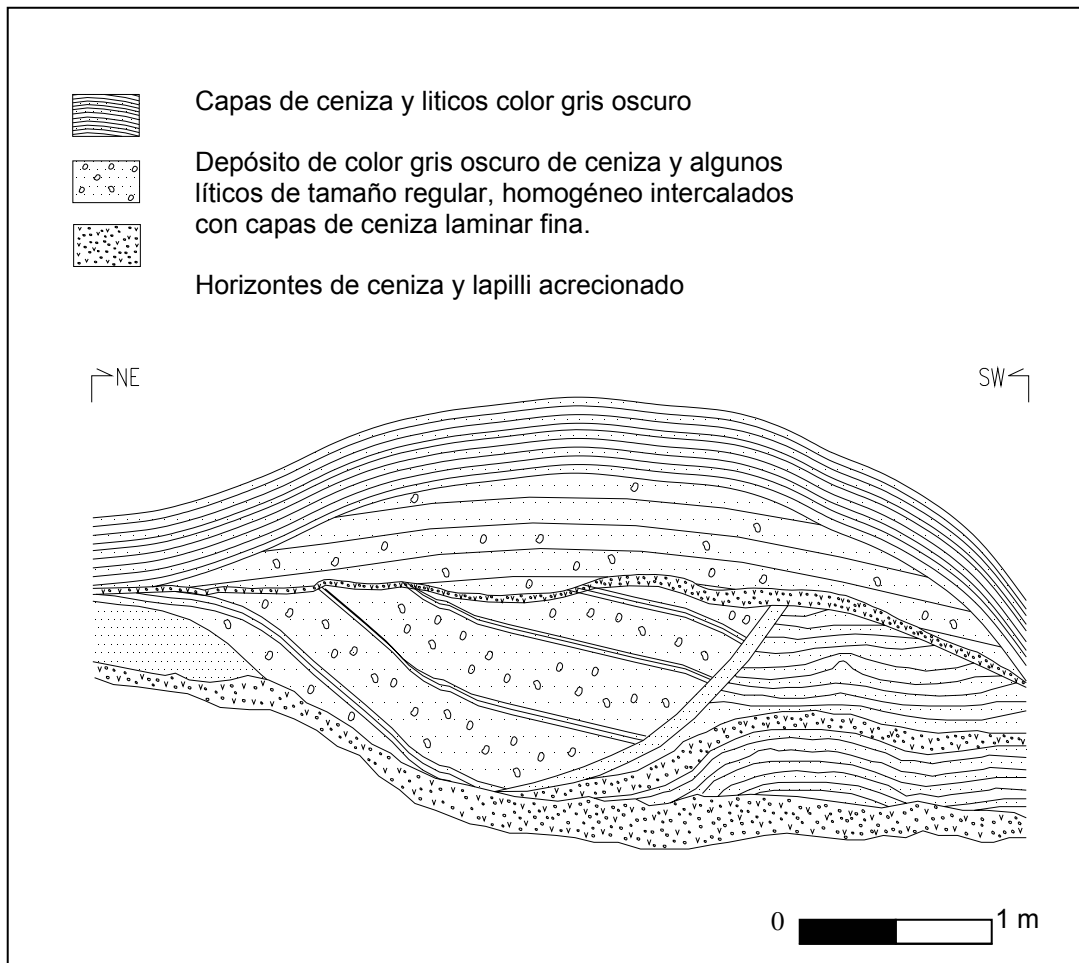


Fig. II.30. Ejemplo de una estructura de canal encontrada en el maar de la Hoya de la Cintura al sureste del cráter,

INTERPRETACIÓN DE LA FORMACIÓN DEL CRÁTER.

El maar de la hoya de la Cintura o Cíntora es una estructura que tiene un cráter profundo socavado en rocas anteriores a la etapa eruptiva y que abarcan un espesor considerable, después de este vulcanismo se desarrolló una etapa eruptiva de tipo estromboliano debido al tipo de derrames que se formaron, de escorias volcánicas masivas. Estos derrames podrían interpretarse como parte

de un cono volcánico que las originó. El derrame dentro del cual se presentaron los fenocristales de plagioclasas se considera pertenece a esta etapa.

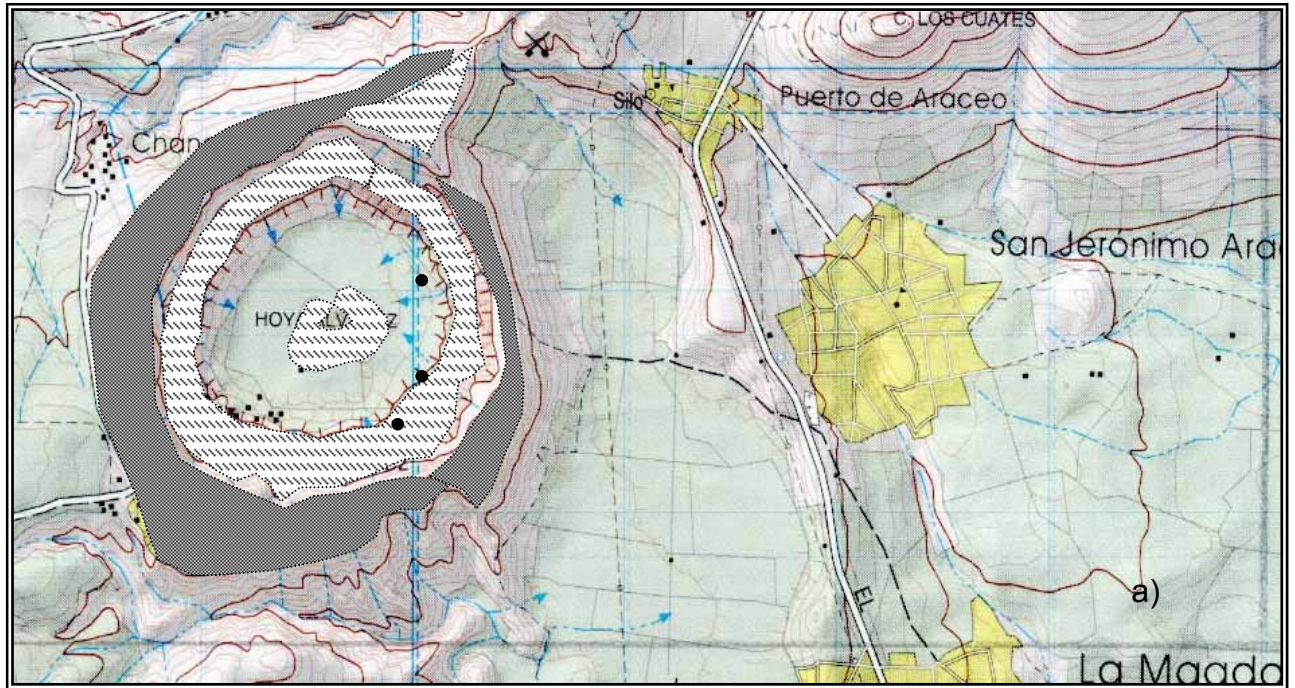
La etapa formadora del maar es debida a la acción de erupciones freatomagmáticas, esto puede interpretarse debido a la intercalación de depósitos que se observan en la secuencia, flujos, brechas, oleadas piroclásticas y caída. Sheridan y Wholetz, 1983.

Los depósitos de maar comienzan con un flujo de cenizas y líticos al que le siguen depósitos de flujo brechoides y oleadas piroclásticas, estos depósitos son mucho más extensos en este maar que en los previamente descritos y también más húmedos debido a la abundante presencia de lapilli acrecionado.

II.2.5 MAAR DE LA HOYA DE ÁLVAREZ

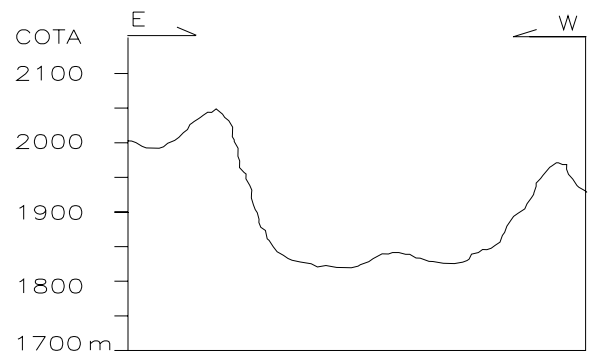
Esta estructura es la última descrita en este estudio, se localiza a 3 Km. al oeste del poblado de San Jerónimo Aracéo, al sur de Valle de Santiago. Tiene un diámetro de 1550 m y una profundidad aproximada de 280 m en dirección este-oeste, (Fig. II.31ayb). En la parte central del cráter hay un cono cinerítico pequeño (4 m de alto), es el único maar que presenta esta estructura (Fig. II.32).

La descripción estratigráfica del cráter se realizó de la base a la cima en afloramientos que se encuentran en el camino que sube de la ladera este del maar hacia el borde y en una vereda que baja del borde sur al oeste del cráter.



LEYENDA

- SITIOS MUESTREADOS
- SECUENCIA PIROCLASTICA
- ▨ DERRAMES DE LAVAS
- FALLAS O FRACTURAS
- - - CONTACTO INFERIDO



Hoya Alvarez

Fig. II.31. a) Mapa de Álvarez y distribución de sus productos, b) sección topográfica, es uno de los mares más profundos.

Todas las descripciones se realizaron con énfasis en las características litológicas como: color, espesor, forma, selección, composición tamaños de fragmentos y matriz.

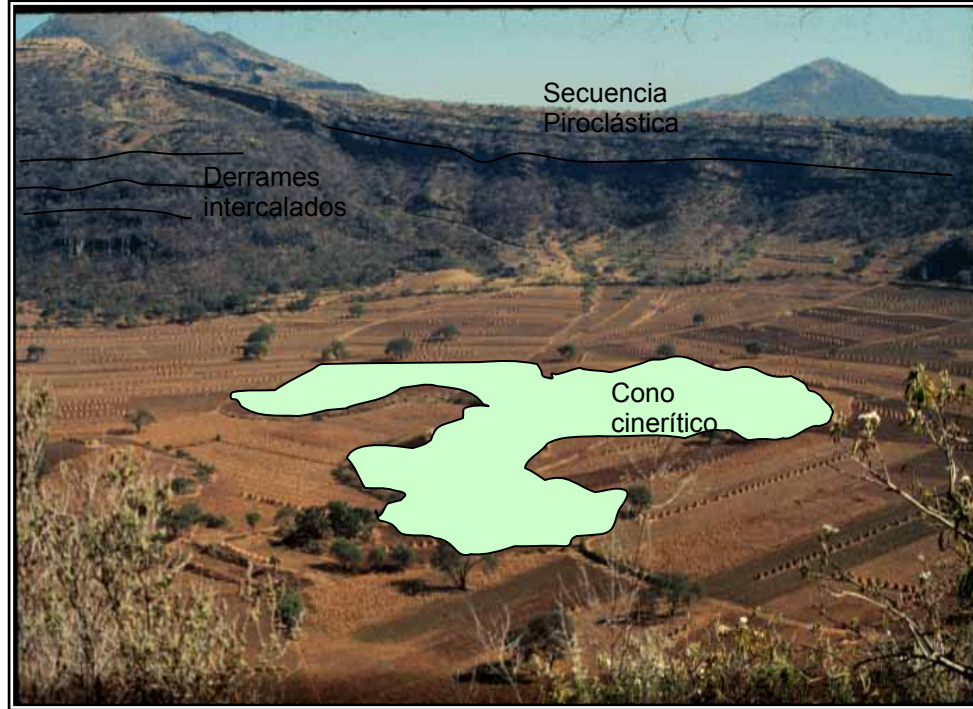


Fig. II.32. Es la única estructura que presenta un cono en la parte central, además de ser la más grande de la región, esta fotografía tiene vista hacia el noreste se aprecia en el centro el cono cinerítico y en las laderas los derrames intercalados.

En la base del cráter en todo el interior, se observaron lavas de color gris claro muy densas afaníticas con escarpes de hasta 30 m de alto en la porción norte; (Fig. II.31) sobre estas, se tienen flujos de lava de color gris oscuro de textura porfírica de entre 2 y 3 m de espesor intercaladas con capas de escórea basáltica de 1 a 1.5 m de espesor, esta secuencia es semejante a la observada en el maar de Estrada y de Paranguo. En la pared noroeste del cráter en la parte media se observa un cono o pequeña estructura formada de escórea de color rojo se aprecia como un pequeño cono volcánico de 7 m de altura y hasta 10 m de ancho, sus escorias se extienden por toda la pared noroeste y oeste. Se interpreta que este cono pertenece a una etapa pre-maar que alcanza un espesor de ~40 m.

En esta secuencia piroclástica descrita se identificaron muchas unidades volcánicas con características semejantes por lo que con base en estas características se agruparon estas unidades en miembros, la columna medida se muestra en la (Fig. II.33). A continuación se presenta una descripción breve de cada uno de estos miembros identificados.

Miembro A. Está formado por una secuencia de color gris oscuro de ceniza y escoria volcánica, fragmentos líticos de color gris oscuro y algunos rojos, otros con alteración de color amarillo intenso. Se consideraron depósitos de caída.

Miembro B. En contacto erosional sobre el miembro A, se encuentra un depósito de flujo de bloques y cenizas de color gris oscuro con abundantes fragmentos líticos de composición máfica de 15 a 26 cm. de Φ , angulares y subangulares, éste depósito tiene un espesor de casi 2 m y se encuentra sobre yacido por una alternancia de depósitos de caída color gris oscuro con líticos de color gris y rojo y escoria amarilla muy alterada de estratificación delgada intercalados con horizontes de ceniza fina.

Miembro C. Este miembro se encuentra sobreyaciendo inmediatamente al miembro anterior en contacto concordante y bien definido se trata de una secuencia alternante de depósitos de caída de color gris ocre de ceniza y escoria con fragmentos líticos máficos de color gris claro de textura afanítica intercalados

Fig. II.33 Columna estratigráfica del maar de la Hoya de Álvarez.

Con capas delgadas de ceniza muy fina color ocre con estructura laminar y escasos líticos de 0.5 cm. de Φ . En la parte superior de este miembro se encuentran dos depósitos de flujo de bloques y cenizas de color gris ocre con intercalaciones muy finas de cenizas y horizontes líticos también muy finos entre los flujos.

Miembro D. Se trata de depósitos de color gris oscuro con abundantes fragmentos líticos de color gris claro que presentan una textura afanítica algunos intemperizados a color verde. Los fragmentos son angulosos y subangulosos con entre 4 y 15 cm. de diámetro. Se consideraron como depósitos de flujo piroclástico (brecha).

Miembro E. Este miembro está formado por depósitos de ceniza muy fina, laminar, de color gris ocre intercalados con depósitos compuestos de líticos y ceniza de color gris claro. Los fragmentos líticos son color gris claro, textura afanítica, y donde una buena parte de estos fragmentos es material juvenil. Este miembro se consideró como una secuencia de depósitos de caída.

Miembro F. Entre este miembro y el anterior se encuentra un depósito de ceniza muy fina gris oscura con fragmentos líticos muy pequeños de color gris oscuro de 10 cm. de espesor. Se trata de una secuencia de depósitos de flujo piroclástico de color gris ocre con gran cantidad de fragmentos líticos de diferentes composiciones con texturas afaníticas y porfiríticas, algunos de color rojo con algunos fenocristales de feldespatos y otros de color gris oscuro con algunos

cristales de olivino. Intercalados en esta secuencia se encuentran dos depósitos de ceniza negra fina de estratificación laminar que por sus características se consideraron como secuencias de oleadas piroclásticas intercaladas entre los flujos.

Miembro G. Se trata de un conjunto de depósitos de Brechas volcánicas de color gris claro con abundantes fragmentos líticos de color gris claro y gris oscuro de textura afanítica, con fragmentos angulares y subangulares con de entre 5 y 10 cm. de Φ soportados en una matriz arenosa la cuál representa entre un 15 y 20 % del depósito. Sus espesores varían de 80 cm. hasta 180 cm. Intercalados entre estas brechas se encuentran depósitos exclusivamente de líticos sin matriz muy angulosos con fragmentos de tamaños más pequeños de 4 a 6 cm. de Φ . Estas brechas se encuentran intercaladas con capas de ceniza color ocre muy compactas y finas, que presentan hasta 6 cm. de espesor.

En una de estas brechas se encontró la presencia de un fragmento de xenolito muy semejante en muestra de mano a la que se encontró en Rincón de Parangueo aunque de dimensiones considerablemente más grandes 60x40x20 cm. Este fragmento de roca se clasificó como una granulita feldespática de hiperstena y diopsido, del mismo tipo que las encontradas en el maar de Rincón de Parangueo (Fig. II.34).



Fig. II.34 Fotografías de los fragmentos de xenolitos en los depósitos de la parte sureste encontradas en Álvarez (AL).

Miembro H. Depósito de color gris oscuro, con ceniza fina y líticos de 3 Mm. de Φ de color gris claro, con estratificación laminar y abundantes fragmentos de vidrio volcánico (obsidiana). Este depósito se clasificó como un depósito de caída y tiene un espesor de 30 cm.

Miembro I. Se trata de depósitos de color gris claro compuesto de bloques angulares y subangulares soportadas por una abundante matriz (40%). Los fragmentos son de color amarillento. Se clasificaron como depósitos de flujo piroclástico. Entre los depósitos de flujo piroclástico se observan delgados flujos laminares compactos de ceniza color gris ocre a gris claro, con fragmentos de material juvenil y escoria volcánica color amarillento. Se clasificaron como depósitos de caída.

Miembro J. Depósito de ceniza café ocre muy fina, laminar con fragmentos líticos vesiculares de composición máfica en pequeñas capas, el depósito es muy compacto, tiene un espesor de 50 cm. Se clasificó como un depósito de oleada piroclástica.

Miembro K. Este miembro lo forman varios depósitos de color gris ocre y gris claro compuestos por ceniza y bloques, los clastos son líticos de color gris claro de textura afanítica de 2 a 15 cm. de Φ . Se clasificaron como depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza. Entre estos depósitos se observaron dos horizontes de caída, uno de color café ocre de 15 cm. sobreyacido por otro de líticos angulosos de escoria máfica. Este miembro está coronado por un depósito de escoria intemperizada de color amarillento clastos soportado de 40 cm. de espesor que se clasificó como un depósito de caída.

Miembro L. Se trata de un depósito de color gris oscuro de escoria volcánica, homogéneo separado en horizontes de 50 y 60 cm. por capas de depósitos de caída de color gris oscuro de material juvenil con una gran cantidad de cristales de plagioclasas. A partir de este punto la ceniza se vuelve más fina y los depósitos se encuentran muy solidificados, cosa que no había sido observada anteriormente.

Miembro M. En la base del miembro se presentan horizontes delgados de ceniza de estratificación ondulante y laminar de color café ocre con escasos y pequeños fragmentos de líticos vesiculares intemperizados color amarillo, se clasificaron como depósitos de oleada piroclástica.

Miembro N. Se trata de una secuencia de color gris claro de bloques y ceniza con algunos fragmentos líticos en lentes que se clasificaron como flujos piroclásticos estos depósitos están intercalados en la parte media y superior del miembro con horizontes de caída de escoria y material juvenil. La secuencia termina con un depósito de caída de líticos y material juvenil de hasta 5 cm. de Φ .

INTERPRETACIÓN DE LA FORMACIÓN DEL CRÁTER.

El maar de la hoya de Álvarez es una estructura que tiene un cráter profundo socavado en rocas anteriores a la etapa eruptiva y que abarcan un espesor de 40 m sin conocer su base; después de este vulcanismo, se desarrolló una etapa eruptiva de tipo estromboliano evidenciada por la presencia de escorias volcánicas masivas asociada a la estructura cónica que se encuentra en la ladera noroeste. Posterior a esto se desarrolló la etapa freatomagmática que da origen al maar. Ésta secuencia muestra hacia la base brechas con líticos de composición semejante a las lavas basales del cráter, sobre la cuál se desarrolló una secuencia de caída con abundantes fragmentos de material juvenil y pómez, seguidos por una alternancia de depósitos de flujo, oleadas piroclásticas, depósitos de caída y de nuevo flujos piroclásticos. La secuencia eruptiva muestra un cambio en la dinámica, marcado por la presencia de depósitos con material juvenil y vidrio volcánico, esto evidencia un aporte de magma nuevo y también indica una relación agua-magma que varió a lo largo de toda la erupción.

II.3 CONCLUSIONES

Los cráteres encontrados en Valle de Santiago en su mayoría fueron clasificados como maares y de acuerdo a los criterios de Lorenz et al (1970), Ollier, C (1967), Wohletz y Sheridan (1979), entre otros.

No obstante, con base en la clasificación de Wohletz y Sheridan (1983), la Hoya de Estrada, es un anillo de tobas, donde las secuencias piroclásticas presentes están formadas por oleadas piroclásticas y capas de caída y existe una simetría de los depósitos alrededor de la estructura, las rocas pre-maar no se encuentran expuestas en la base del cráter.

La presencia de xenolitos en los maares y la distribución de estas estructuras a lo largo de más de 20 Km. con una dirección N 25° W, se encuentra asociada a un sistema de fallas observado el cual se propone con el nombre de Valle de Santiago-Tzitzio, (comunicación personal con Garduño-Monroy) lineamiento que se ha interpreta corresponde con una falla cortical profunda y que presenta una dirección sensiblemente paralela a la falla Taxco-Querétaro y por lo que puede ser parte de este mismo sistema de fallas.

En los maares de la Alberca, Álvarez, La Cíntora y Rincón de Parangueo se tienen en la base del cráter derrames máficos de espesor considerable y sobreyaciendo estos una etapa de volcanismo monogenético básico, debido a la presencia de lavas escoréaceas y restos de conos pequeños encontrados antes de la secuencia

hidroclástica. La secuencia freatomagmática se caracteriza por presentar depósitos de ceniza y brechas volcánicas que terminan con una alternancia de depósitos freáticos y freatomagmáticos. Estas estructuras en Valle de Santiago, coinciden en la parte basal con las descritas por Gutmann, J.T (2002) en el campo volcánico de El Pinacate en Sonora, por lo que se considera que tuvieron una evolución semejante, donde lo más relevante es que la actividad comenzó con la presencia de una lava basal sobre la cual se desarrollaron conos cineríticos con abundantes depósitos brechados y distribuidos a lo largo de tres lineamientos reportados por Lutz y Gutmann (1995), por encima de los cuales y como etapa final se desarrollaron los ocho maares del campo Pinacate.

En el área el maar de la hoya de la Alberca se considera el mejor ejemplo de un maar (sensu stricto).

Los depósitos en la región de Valle de Santiago son eminentemente de carácter volcánico donde la intensa actividad caracterizó el área durante los últimos 2 ma. , así mismo la actividad volcánica de la región se considera estuvo controlada principalmente:

- 1) El fallamiento cortical propuesto que afecta el Valle de Santiago con dirección NW-SE casi paralelo al sistema Taxco-Querétaro y reactivado en el Pleistoceno Tibaldi (1989), favorece la presencia de los xenolitos de corteza inferior encontrados en las secuencias piroclásticas de estos maares. Al parecer la traza de la falla controla la distribución de las

estructuras volcánicas de Valle de Santiago. En este trabajo se propone el nombre de falla Valle de Santiago-Tzitzio para identificar este rasgo estructural de carácter regional, que cruza el lago de Cuitzeo en dirección NW-35°-SE y que se continúa hasta el sur de Michoacán hasta la región de Tzitzio. La relación espacial entre estas estructuras volcánicas tipo maares coincide con lo discutido por Lorenz (1973), quien señala que en Eifel un sistema de fallas en echelón controla la distribución de estructuras volcánicas, conos cineríticos, maares, diques y flujos de lava; mientras que en Valle de Santiago la distribución de los conos y maares está controlada por este fallamiento propuesto.

- 2) La relación agua-magma fue determinante para la creación de estas estructuras en la zona, puede haberse asociado a un nivel freático somero y/o probablemente a la presencia de acuíferos conatos muy superficiales asociados a las rocas pre-maar (las lavas basálticas de gran espesor) que de acuerdo con el modelo discutido de acuíferos en rocas fracturadas de Dobran y Papale (1993) estas rocas basales pueden actuar como almacenadores de agua, lo que produce un cambio en la presión que junto con las fracturas en el sistema actúan como un detonador dirigiendo las trayectorias del material eyectado y favorecen las explosiones hidromagmáticas.

CAPITULO III

XENOLITOS

III.1 INTRODUCCIÓN

En el área de estudio, dentro de la secuencias vulcanoclásticas se encontraron fragmentos de rocas cristalinas con texturas metamórficas, distintas a los clastos volcánicos juveniles y accidentales derivados de rocas pre-maar, estos fragmentos se clasificaron como xenolitos.

En este estudio se reportan los resultados obtenidos del análisis geoquímico y petrográfico realizados a los diferentes xenolitos encontrados en las secuencias piroclásticas que conforman las estructuras volcánicas tipo maar de Rincón de Parangueo, el de la Cintura y el de Álvarez, en el Valle de Santiago.

De acuerdo con Rudnick (1992), existen dos formas de conocer la litología y composición de partes profundas de la corteza continental: la primera, es por medio del estudio de afloramientos de granulitas y la segunda es por fragmentos de granulitas arrancados de las partes media y profunda de la corteza y arrastrados por magmas de ascenso rápido.

En Norteamérica existen pocos afloramientos de granulitas y en el centro y norte de México, la distribución de rocas precámbricas y basamento paleozoico que dan

luz sobre basamento cristalino son relativamente escasos. Es por esto que la presencia de xenolitos de corteza inferior es importante, porque proveen pistas para conocer la composición del basamento cristalino que existe por debajo de la cubierta de rocas mesozoicas y cenozoicas que cubren casi todo el territorio.

Diferentes estudios petrográficos y geoquímicos han sido realizados en xenolitos de corteza y manto en varias localidades en México, principalmente en la Mesa Central (i.e. Aranda-Gómez, 1982; Ruiz, et al. (1988^a); Ruiz et al. (1988b); Roberts & Ruiz (1989); Luhr y Aranda-Gómez (1997); Luhr et al (1995); Cameron et al (1992); Schaff et al. (1994); Nimz et al. (1986), Nimz (1995), Hayob et al. (1989) y sólo unos cuantos en el CVM, entre los que se pueden citar a Blatter y Carmichael (1988a); Uribe-Cifuentes y Urrutia-Fucugauchi (1992); Urrutia-Fucugauchi y Uribe Cifuentes (1999); Aguirre Díaz et al (2002); Valencia, et al., (sometido) Estos estudios son útiles para conocer la naturaleza, composición, mineralogía y edad del basamento y, con base a esto, especular acerca de la evolución tectónica de la región y las implicaciones de estas hipótesis respecto a la tectónica global.

III.2 COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LA PARTE MEDIA Y PROFUNDA DE LA CORTEZA CONTINENTAL

Desde que comenzaron los primeros estudios geoquímicos de la corteza por Clarke en 1889, el conocimiento de la composición total de la misma y la determinación de sus alteraciones han cambiado a través del tiempo.

Con base en observaciones del equilibrio isostático de continentes y la composición de corteza superior félsica, Poldervaart (1955), sugirió, una corteza continental dividida en dos capas. Una corteza superior granodiorítica y una corteza inferior con composición gabrónica. Esta propuesta pareció lógica en su tiempo y no fue sino hasta los últimos 20 años con base en estudios realizados en los años 70's y 80's que se ha discutido la composición y profundidad de la corteza inferior, Fountain y Salisbury (1981), Bohlen y Mezger (1989).

Heier (1973), observó la variación del flujo térmico sobre la superficie, realizó estudios geoquímicos de rocas de metamorfismo de alto grado y revisó datos sísmicos, con todo esto propuso que la corteza inferior estaba compuesta por rocas de facies granulíticas que estaban empobrecidas en elementos que producían calor.

Una conclusión similar fue hecha por Holland y Lambert (1972), quienes se basaron en el estudio del complejo Lewisiano en Escocia. Smithson (1978), utilizó sísmica de reflexión y las velocidades para derivar dos estructuras: 1) la composición y 2) la profundidad de la corteza inferior. En este mismo trabajo, se dividió la corteza en tres regiones diferentes y heterogéneas: 1) la primera se trata de corteza superior compuesta por rocas metamórficas supracorticales intrusionadas por granitos, 2) la segunda se trata de corteza media de naturaleza migmatítica y 3) una corteza inferior compuesta por una mezcla heterogénea de rocas ígneas y metamórficas que varía de gabros a granitos con una composición promedio intermedia de tipo diorítico. Sin embargo, Weaver y Tarney (1980, 1981

y 1984) estimaron una composición félsica a intermedia para la corteza inferior del Arqueano medio del complejo Lewisiano de Escocia. Fue en 1981 que R. Kay, y S. Kay, comprendieron la importancia que el estudio de los xenolitos representaba para el conocimiento de la composición de la corteza inferior. Dado que su estudio mostró la naturaleza heterogénea de la corteza inferior y sugirió que la composición pueden variar dependiendo de la posición tectónica.

Por su parte Taylor y Mc Lennan (1985), consideraron que la corteza inferior es la parte de la corteza que se extiende desde 10 Km. hasta el Moho, por lo tanto, su modelo incluía tanto la corteza media y la inferior tal y como lo definió en su momento Smithson (1978). La composición de la corteza inferior propuesta por Taylor y Mc Lennan (1985), no está basada en observaciones directas de rocas sino en un modelo que toma en cuenta la composición de la corteza superior y de corteza total, así como suposiciones acerca del origen del flujo de calor en superficie.

Estudios más recientes han tratado de definir la composición de la corteza inferior basados en datos sísmicos, tomando en cuenta las velocidades de propagación de las ondas y asociándolas a composiciones en función del marco tectónico de referencia tales como los trabajos de Rudnick y Fountain (1995), Wedepohl (1995), Gao et al. (1998a y 1998b).

Un promedio global para el espesor de la corteza continental es de aproximadamente 40 Km. (Christensen y Money, 1995), para la corteza media es

de 11 Km. y puede estar entre los 12 Km. y los 23 Km. de profundidad Rudnick & Fountain (1995) y para la corteza inferior se localiza entre 23 y 45 Km. (Gao, et al., 1998a).

Las tablas 1 a 3, tomadas de Rudnick y Gao (1998a), muestran una recopilación de datos de composiciones químicas de diferentes autores para la corteza superior (Tabla III. 1); corteza media (Tabla III.2) y corteza inferior (Tabla III.3).

| Element | 1 Clarke (1889) | 2 Clarke and Washington (1924) | 3 Goldschmidt (1933) | 4 Shaw et al. (1967) | 5 Fahrig and Eade (1968) | 6 Ronov and Yaroshevskiy (1976) | 7 Condie (1993) | 8 Gao et al. (1998a) | 9 Borodin (1998) | 10 Taylor and McLennan (1985) | 11 Wedepohl (1995) | 12 This Study ^b |
|--------------------------------|-----------------------|---|----------------------------|----------------------------|-----------------------------------|--|-----------------------|----------------------------|------------------------|--|--------------------------|----------------------------------|
| SiO ₂ | 60.2 | 60.30 | 62.22 | 66.8 | 66.2 | 64.8 | 67.0 | 67.97 | 67.12 | 65.89 | 66.8 | 66.62 |
| TiO ₂ | 0.57 | 1.07 | 0.83 | 0.54 | 0.54 | 0.55 | 0.56 | 0.67 | 0.60 | 0.50 | 0.54 | 0.64 |
| Al ₂ O ₃ | 15.27 | 15.65 | 16.63 | 15.05 | 16.10 | 15.84 | 15.14 | 14.17 | 15.53 | 15.17 | 15.05 | 15.40 |
| FeO _T ^c | 7.26 | 6.70 | 6.99 | 4.09 | 4.40 | 5.78 | 4.76 | 5.33 | 4.94 | 4.49 | 4.09 | 5.04 |
| MnO | 0.10 | 0.12 | 0.12 | 0.07 | 0.08 | 0.10 | 0.10 | 0.10 | 0.00 | 0.07 | 0.07 | 0.10 |
| MgO | 4.59 | 3.56 | 3.47 | 2.30 | 2.20 | 3.01 | 2.45 | 2.62 | 2.10 | 2.20 | 2.30 | 2.48 |
| CaO | 5.45 | 5.18 | 3.23 | 4.24 | 3.40 | 3.91 | 3.64 | 3.44 | 3.51 | 4.19 | 4.24 | 3.59 |
| Na ₂ O | 3.29 | 3.92 | 2.15 | 3.56 | 3.90 | 2.81 | 3.55 | 2.86 | 3.21 | 3.89 | 3.56 | 3.27 |
| K ₂ O | 2.99 | 3.19 | 4.13 | 3.19 | 2.91 | 3.01 | 2.76 | 2.68 | 3.01 | 3.39 | 3.19 | 2.80 |
| P ₂ O ₅ | 0.23 | 0.31 | 0.23 | 0.15 | 0.16 | 0.16 | 0.12 | 0.16 | 0.00 | 0.20 | 0.15 | 0.15 |
| Mg# | 53.0 | 48.7 | 46.9 | 50.1 | 47.4 | 48.1 | 47.9 | 46.7 | 43.2 | 46.6 | 50.1 | 46.7 |

Mg# = molar 100 x Mg/(Mg + Fe_{tot}).

Tabla III.1 Elementos mayores para la corteza continental superior

| | 1 Weaver and Tarnay (1984) | 2 Shaw et al. (1994) | 3 Rudnick and Fountain (1995) | 4 Gao et al. (1998a) | 5 This study ^a | 1 Sigma ^a | % |
|--------------------------------|-------------------------------------|----------------------------|--|----------------------------|------------------------------|----------------------|----|
| SiO ₂ | 68.1 | 69.4 | 62.4 | 64.6 | 63.5 | 2 | 2 |
| TiO ₂ | 0.31 | 0.33 | 0.72 | 0.67 | 0.69 | 0.04 | 6 |
| Al ₂ O ₃ | 16.33 | 16.21 | 15.96 | 14.08 | 15.0 | 1 | 9 |
| FeO _T ^b | 3.27 | 2.72 | 6.59 | 5.45 | 6.02 | 0.8 | 13 |
| MnO | 0.04 | 0.03 | 0.10 | 0.11 | 0.10 | 0.00 | 2 |
| MgO | 1.43 | 1.27 | 3.50 | 3.67 | 3.59 | 0.1 | 3 |
| CaO | 3.27 | 2.96 | 5.25 | 5.24 | 5.25 | 0.01 | 0 |
| Na ₂ O | 5.00 | 3.55 | 3.30 | 3.48 | 3.39 | 0.1 | 4 |
| K ₂ O | 2.14 | 3.36 | 2.07 | 2.52 | 2.30 | 0.3 | 14 |
| P ₂ O ₅ | 0.14 | 0.15 | 0.10 | 0.19 | 0.15 | 0.06 | 43 |
| Mg# | 43.8 | 45.5 | 48.6 | 54.5 | 51.5 | | |

Tabla III.2 Composición para la corteza media.

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|--------------------------------|-------------------------|--------------------|---------------------------|-------------------------------|-------------------------|-------------------|---|-----------------------------|-----------------|--------------------|----------------------------------|
| | Weaver and Tamey (1984) | Shaw et al. (1994) | Rudnick and Taylor (1987) | Condie and Selverstone (1999) | Villaseca et al. (1999) | Liu et al. (2001) | Updated from Rudnick and Presper (1990) | Rudnick and Fountain (1995) | Wedepohl (1995) | Gao et al. (1998a) | Taylor and McLennan (1985, 1995) |
| SiO ₂ | 62.9 | 58.3 | 49.6 | 52.6 | 62.7 | 59.6 | 52.0 | 53.4 | 59.0 | 59.8 | 54.3 |
| TiO ₂ | 0.5 | 0.65 | 1.33 | 0.95 | 1.04 | 0.60 | 1.13 | 0.82 | 0.85 | 1.04 | 0.97 ^b |
| Al ₂ O ₃ | 16.0 | 17.4 | 16.4 | 16.4 | 17.4 | 13.9 | 17.0 | 16.9 | 15.8 | 14.0 | 16.1 |
| FeO ₁ ^a | 5.4 | 7.09 | 12.0 | 10.5 | 7.52 | 5.44 | 9.08 | 8.57 | 7.47 | 9.30 | 10.6 |
| MnO | 0.08 | 0.12 | 0.22 | 0.16 | 0.10 | 0.08 | 0.15 | 0.10 | 0.12 | 0.16 | 0.22 |
| MgO | 3.5 | 4.36 | 8.72 | 6.04 | 3.53 | 9.79 | 7.21 | 7.24 | 5.32 | 4.46 | 6.28 |
| CaO | 5.8 | 7.68 | 10.1 | 8.50 | 1.58 | 4.64 | 10.28 | 9.59 | 6.92 | 6.20 | 8.48 |
| Na ₂ O | 4.5 | 2.70 | 1.43 | 3.19 | 2.58 | 2.60 | 2.61 | 2.65 | 2.91 | 3.00 | 2.79 |
| K ₂ O | 1.0 | 1.47 | 0.17 | 1.37 | 3.41 | 3.30 | 0.54 | 0.61 | 1.61 | 1.75 | 0.64 ^b |
| P ₂ O ₅ | 0.19 | 0.24 | | 0.21 | 0.16 | 0.13 | 0.13 | 0.10 | | 0.21 | |
| Mg# | 53.4 | 52.3 | 56.5 | 50.5 | 45.6 | 76.2 | 58.6 | 60.1 | 55.9 | 46.1 | 51.4 |

Tabla. III.3 Composiciones estimadas de corteza continental inferior.

En todos los casos es importante señalar que estas zonas están formadas por una amplia variedad de litologías y existen cambios marcados en composición química. En la mayoría de las áreas expuestas de corteza se muestra un incremento en litologías máficas con la profundidad.

III.3 METODOLOGÍA

Los análisis químicos realizados incluyen determinación de óxidos de elementos mayores y traza por espectrometría de rayos X (XRF); determinación de tierras raras en un espectrómetro de plasma-masa (ICP-MS), estos análisis fueron realizados en la UNAM, en el LUGIS y han sido completados en el Laboratorio de Geoquímica Isotópica del Instituto de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Múnich, Alemania por el método isotópico de dilución de masa en un espectrómetro de masas. Además se enviaron duplicados de algunas muestras a la Cía. Bondar Clegg.

En la preparación de las muestras para la química general y los análisis isotópicos, se tuvo cuidado de limpiar perfectamente cualquier parte alterada, fracturada o material encajonante de los xenolitos. Estos fueron triturados con un martillo y pulverizados en un mortero de ágata. Para los xenolitos granulíticos, los óxidos de elementos mayores de roca total fueron medidos por XRF. Para los xenolitos gabróticos, los óxidos de elementos mayores y traza fueron medidos por el ICP-MS.

Las tierras raras (REE) fueron medidas para los xenolitos granulíticos y los gabróticos en el ICP-MS. Tanto en el XRF, como en el ICP-MS se utilizaron técnicas comúnmente empleadas (Roberts & Ruiz, 1989; Jarvis et al., 1992); mediciones de rutina y estándares multielementos (USGS) que indican una exactitud y una precisión aceptable para nuestros datos geoquímicos. Los análisis de ICP-MS fueron realizados en un modelo Quadrión de Thermo Jarrel Ash. Los detalles de este procedimiento analítico están dados en Morton-Bermea et al., (1996).

Las determinaciones de las relaciones isotópicas de estroncio ($^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$) y neodimio ($^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) han sido analizadas por espectrometría de masas. Estos análisis fueron completados por el método isotópico de dilución de masas en la Universidad de Múnich. Los detalles de este último procedimiento analítico han sido reportados anteriormente por Schaaf et al. (1994).

La relación isotópica Sr y Nd fueron medidas en un espectrómetro de masas Finnigan MAT-261 equipado con un sistema multicolector de cinco copas Faraday. El Sr y Sm fueron medidos simultáneamente en modo estático, mientras que el Nd fue medido en el modo dinámico con el procedimiento “peak-hopping”. La relación de isótopos fue determinada un par de veces en diferentes alícuotas, para evaluar su reproducibilidad. Las relaciones isotópicas Sr, Nd y Sm fueron corregidas por fraccionación de masa por normalización con $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, y $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1.78308$. El rubidio se determinó por el espectrómetro de masas ICP-MS.

III.4 DESCRIPCION DE LAS MUESTRAS Y PETROGRAFÍA

En el maar de Rincón de Parangueo (RdP), se encontraron tres fragmentos de xenolitos en un depósito de brecha de aproximadamente 2.5 m de espesor, el cual fue descrito anteriormente. Estos fragmentos tienen diámetros variables de 3 a 5 cm. y son color ocre debido a la intensa oxidación superficial que forma un anillo de oxidación alrededor de la muestra. En la parte interior casi en la cima de la estructura se encontraron dos fragmentos más de mayor tamaño de 25 a 30 cm. de diámetro con poca alteración.

En muestra de mano, todos los fragmentos tienen textura granoblástica, con cristales de feldspatos color blanco y piroxenos de color café, los tamaños de grano varían desde 1 hasta 5 Mm. (Fig. III.1)

En el maar de la Cintura (LC) también se encontraron xenolitos localizados dentro de las secuencias piroclásticas en dos afloramientos en el lado sureste de la estructura (Fig. III.2).

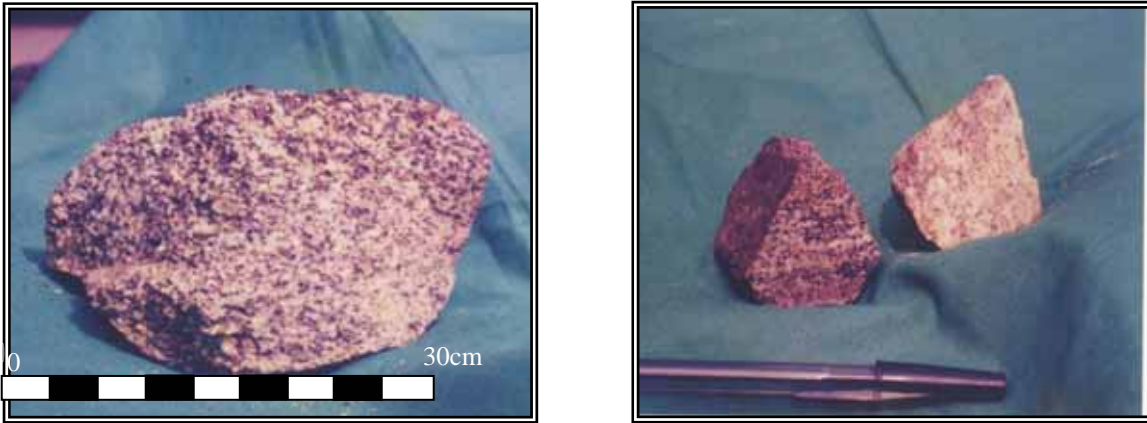


Fig. III.1 Xenolitos encontrados en el maar de Rincón de Parangueo. Obsérvese el color café rojizo en algunos de ellos. Este color se atribuye a la oxidación.



Fig. III.2 Fotografía en el afloramiento de la Cintura del xenolito encontrado

Los fragmentos encontrados en este maar a simple vista son diferentes a los encontrados en el maar de Rincón de Parangueo RdP, (Fig. III.3), debido a que se presenta una mayor concentración de minerales oscuros a diferencia de los

observados en los fragmentos del maar de RdP, además de que no se observa alteración alguna en estos fragmentos.

Tienen textura granoblástica con cristales de piroxenos y anfíboles intercalados con cristales de plagioclasas, uno de estos fragmentos presenta lineación en la distribución de los minerales que se observa a simple vista y una segregación en bandas de minerales oscuros y claros. (Fig. III.4).



Fig. III.3 Fragmentos de xenolitos granulíticos en RdP, a) acercamiento en el afloramiento donde se encontraron primeramente estos fragmentos. b) Algunos de los fragmentos en la parte superior interna de la estructura.

Se realizaron láminas delgadas de los xenolitos encontrados y se determinó su composición mineral.

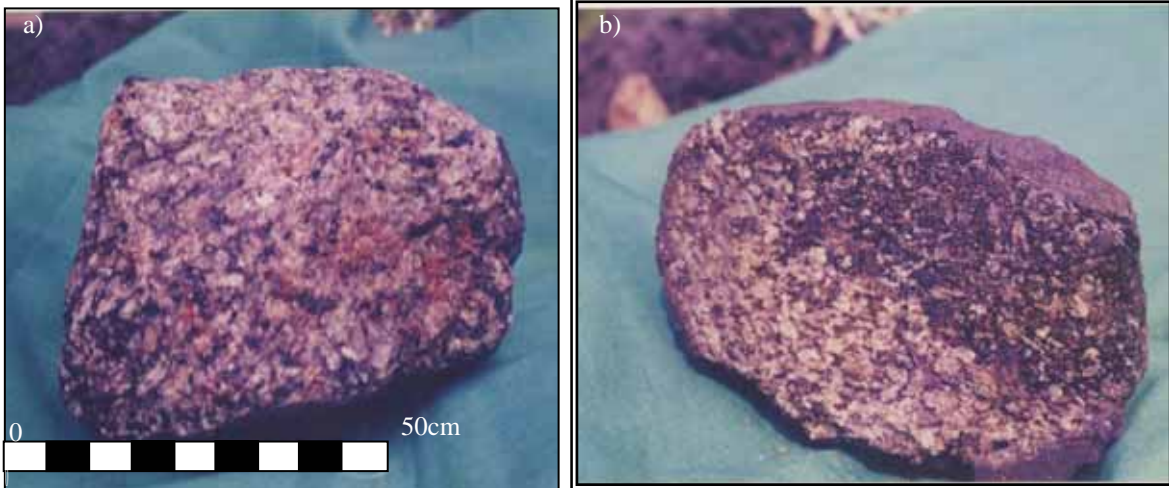


Fig. III.4 Xenolitos encontrados en el Maar de la Cintura. a) En la fotografía se observan plagioclasas, anfíboles y algo de alteración. b) la parte superior del xenolito está formada casi de minerales oscuros (anfíboles y piroxenos) y en la parte inferior son más abundantes los minerales claros (plagioclasas).

En los xenolitos que se encontraron en el maar de Rincón de Parangueo y de Álvarez, se observa una textura granítica con cristales de diopsio, hyperstena y plagioclasa (cálcica), los cristales son grandes de 1-3 cm. (Fig. III.5).

En los xenolitos de La Cintura, los minerales primarios son plagioclasa, ortopiroxenos y clinopiroxenos. (Fig. III.6). Son de textura granoblástica de grano medio a grueso, se presentan entre los bordes de los cristales de plagioclasas y los piroxenos, muestran una corona de reacción o borde, común en rocas metamórficas y ultramáficas de terrenos metamórficos de alto grado Kretz, 1994.

Las plagioclasas se presentan por arriba del 60%, los cristales están maclados y fracturados.

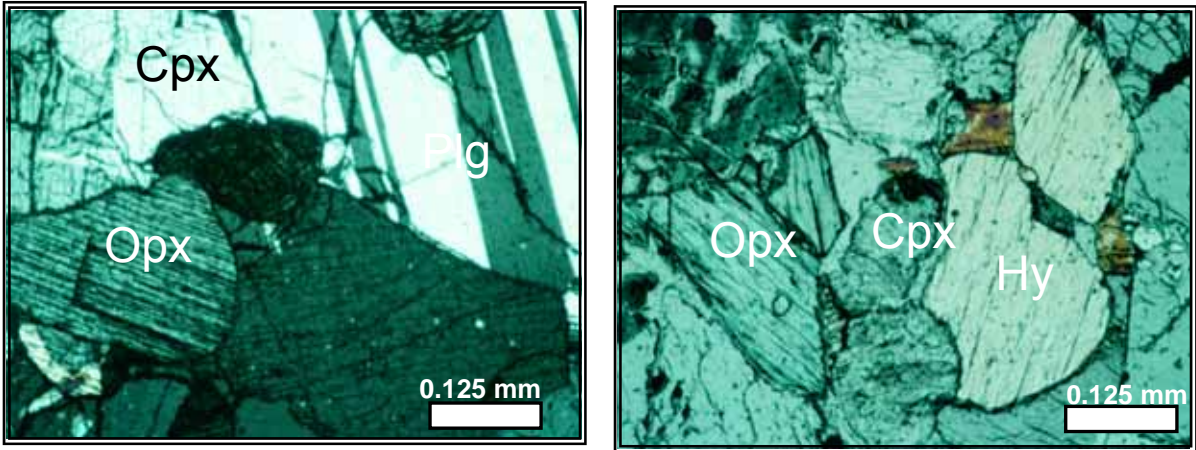


Fig. III.5 Fotomicrografías de las muestras de los xenolitos de Rincón de Parangueo. a) La textura es granoblástica de grano medio, con opx-cpx plg esta foto corresponde con la muestra RS-18, b) fotografía de la muestra RS-01 su textura también es granoblástica.

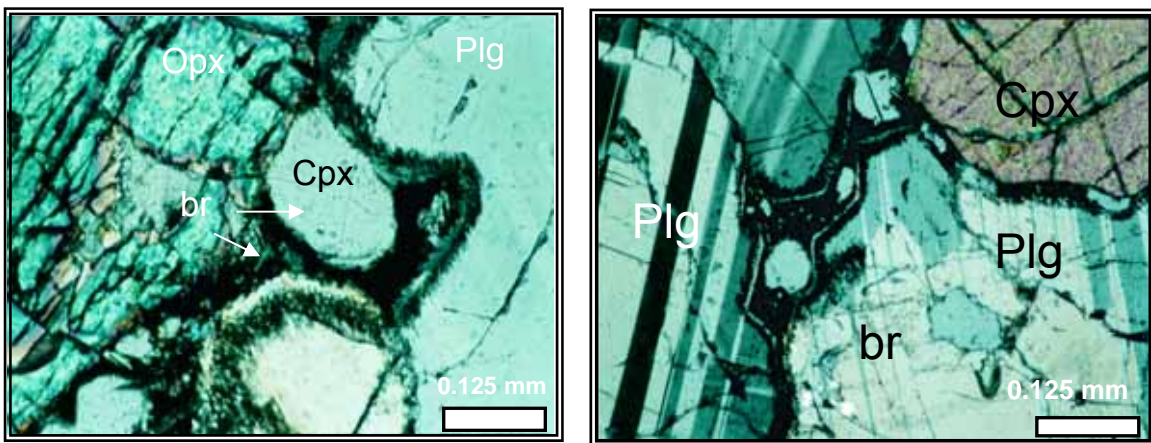


Fig. III.6 Fotomicrografía de las muestras de los xenolitos encontrados en la Cintura. a) La textura es granoblástica de grano grueso y se presenta alrededor de las plagioclasas una corona de reacción o microestructura muestra RS-15 y b) muestra RS-16 se observa también en los contactos de las plagioclasas bordes de reacción (br).

De acuerdo con las descripciones petrográficas realizadas, se considera que se tienen dos tipos de granulitas: las granulitas de hiperstena y diopsido y las granulitas gabróicas. Estas clasificaciones coinciden con los estudios propuestos por Scheumann, 1961 quien, diferenció entre 1) granulitas leucocráticas p.ej.

granulitas sensu stricto y 2) granulitas melanocráticas que comprenden piroxeno-plagioclasa-granulita con composición química gabrónica. Las granulitas leucocráticas se originan de gneises graníticos y contienen ortoclasa- perthita (Albita entre 30 y 47%; Scharbert, 1964) plagioclasas ricas en soda (17-58%) Anortitas. Estas granulitas leucocráticas tienen una fábrica muy característica. Delgadas, granos de cuarzo orientados paralelos a los planos de las megafábricas, bandas separadas de agregados cuarzo-feldespáticos alotrioblásticos.

Las granulitas melanocráticas originadas de rocas gabrónicas o mares, contienen plagioclasas ricas en An, seguido o comúnmente antiperthitas (contenidos en rangos por arriba de 7%), para las partes más fundidas (Sen, 1959), ortopiroxenos y almandino con apreciable piropo; clinopiroxeno, escapolita, hercynita, magnetita y cuarzo ocurren como minerales accesorios.

III.5 RESULTADOS

ELEMENTOS MAYORES

Los análisis químicos de los xenolitos de Rincón de Paranguero y los xenolitos de La Cintura encontrados en los mares de Valle de Santiago se muestran en la tabla III.4 (serie N y RS) junto con los resultados de Roberts & Ruiz, (1989) (serie L); y los de Cameron et al., (1992) (serie MN).

TABLA III.4 RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES .

El contenido de sílice en los xenolitos de Rincón de Parangueo y de Álvarez presenta un rango de variación entre el 46.9% y 49.9% , lo que los acerca a los valores reportados por Rudnick y Taylor, (1987) también para xenolitos, (Tabla III.2), los óxidos de calcio, aluminio, magnesio y hierro presentan valores entre el 5.0 y el 23%; mientras que el sodio y el potasio presentan valores más bajos, esto es consistente con lo reportado por Rudnick y Gao, (2003), Tabla III.5, para las composiciones de corteza inferior donde además se presenta un empobrecimiento notable en elementos incompatibles entre ellos el potasio.

El rango de variación de sílice para los xenolitos de La Cintura se encuentra entre el 45.7% y el 47.53%. Los valores de óxido de aluminio son altos junto con los de calcio, magnesio y hierro. Los xenolitos de La Cintura son más máficos que los de Rincón de Parangueo. por lo que se clasificaron de tipo granulitos gabrómicas.

Un diagrama de variación de óxidos contra el de sílice se muestra en la (Fig. III.7) para el K_2O , Al_2O_3 , y CaO , respectivamente.

En el diagrama SiO_2 vs K_2O , se puede ver que el conjunto de datos de Valle de Santiago (VdS), se presenta en la parte inferior con un valor promedio de 0.13 aproximadamente, mientras que el conjunto de datos de Roberts y Ruiz, (1989) se ubica entre el 0.2 y el 0.5 y los de Cameron en dos grupos, uno más máfico entre 0.2 y 0.4 y el segundo entre 0.65 y 0.77. Esto muestra que los xenolitos encontrados en Valle de Santiago son más máficos que los reportados en el norte de México.

Los contenidos de calcio que se observan en el segundo diagrama son muy similares a los reportados por Roberts y Ruiz, (1989) y por Cameron et al., (1992) y esto se presenta en las normas CIPW, tanto para los datos de VdS, como para los de Roberts y Ruiz, (1989) que fueron calculadas, así como también en la presencia de plagioclasas cálcicas en las láminas delgadas.

En el último diagrama donde se observa el contenido de aluminio sucede lo mismo que con el diagrama de calcio, dado que los datos de VdS son similares en porcentajes de peso a los reportados anteriormente para otros lugares de México, lo cual se observa también en la presencia de minerales normativos como son las plagioclasas tanto en la variedad albita como en la anortita, ya que ambos son silicoaluminatos y también en la petrografía con la presencia de plagioclasas en más de un 60%.

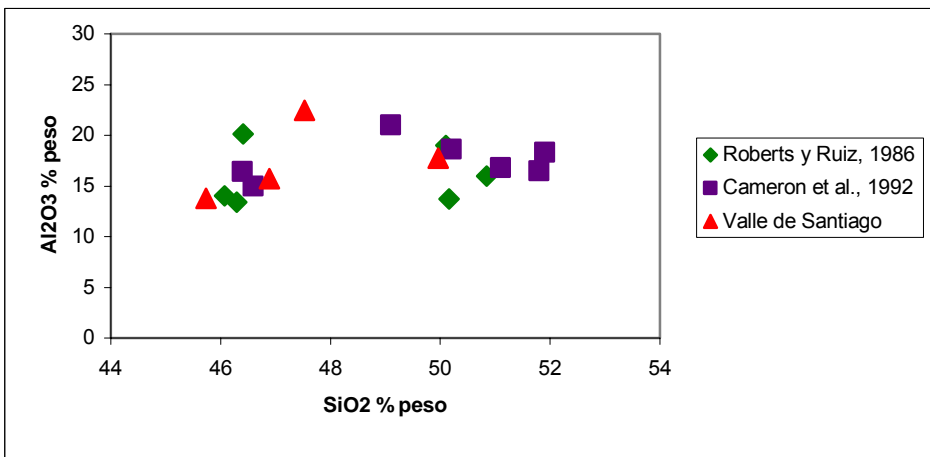
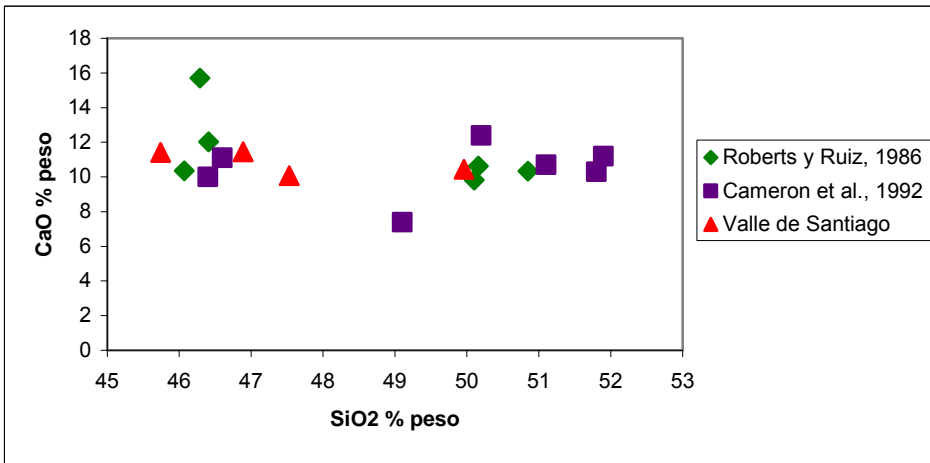
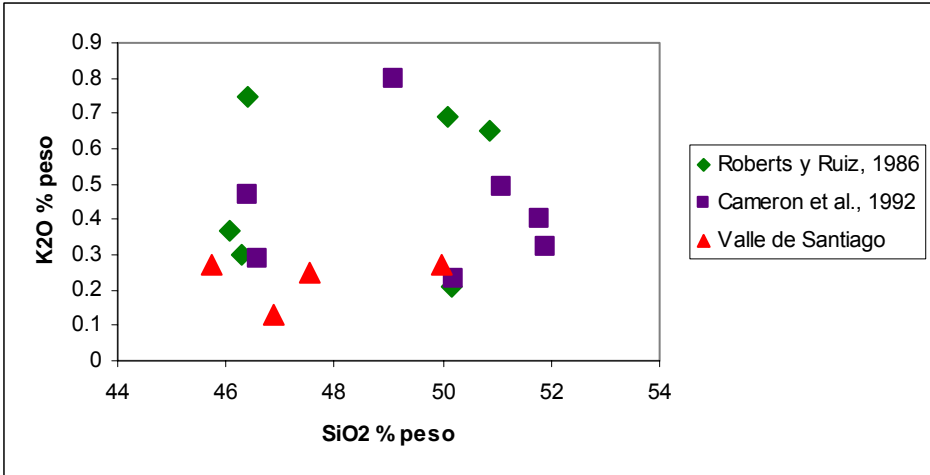


Fig. III.7 Diagramas de Harker, donde se observa la relación del SiO₂ con los óxidos mayores (CaO, Al y K₂O). Es importante mencionar que los xenolitos encontrados en VdS presentan rangos de variación similares a las muestras reportadas por Cameron, et al., (1992) y por Roberts y Ruiz (1989), de la Ventura, Santo Domingo y La Olivina.

| | 1 Weaver and Tancy (1984) | 2 Shaw et al. (1994) | 3 Rudnick and Taylor (1987) | 4 Condie and Schreyer (1999) | 5 Villaseca et al. (1999) | 6 Lin et al. (2001) | 7 Updated from Rudnick and Presper (1990) | 8 Rudnick and Fountain (1995) | 9 Wedepohl (1995) | 10 Gao et al. (1998a) | 11 Taylor and McLennan (1985, 1995) |
|--------------------------------|---------------------------------|----------------------------|-----------------------------------|------------------------------------|---------------------------------|---------------------------|--|--|-------------------------|-----------------------------|--|
| SiO ₂ | 62.9 | 58.3 | 49.6 | 52.6 | 62.7 | 59.6 | 52.0 | 53.4 | 59.0 | 59.8 | 54.3 |
| TiO ₂ | 0.5 | 0.65 | 1.33 | 0.95 | 1.04 | 0.60 | 1.13 | 0.82 | 0.85 | 1.04 | 0.97 ^b |
| Al ₂ O ₃ | 16.0 | 17.4 | 16.4 | 16.4 | 17.4 | 13.9 | 17.0 | 16.9 | 15.8 | 14.0 | 16.1 |
| FeO ^a | 5.4 | 7.09 | 12.0 | 10.5 | 7.52 | 5.44 | 9.08 | 8.57 | 7.47 | 9.30 | 10.6 |
| MnO | 0.08 | 0.12 | 0.22 | 0.16 | 0.10 | 0.08 | 0.15 | 0.10 | 0.12 | 0.16 | 0.22 |
| MgO | 3.5 | 4.36 | 8.72 | 6.04 | 3.53 | 9.79 | 7.21 | 7.24 | 5.32 | 4.46 | 6.28 |
| CaO | 5.8 | 7.68 | 10.1 | 8.50 | 1.58 | 4.64 | 10.28 | 9.59 | 6.92 | 6.20 | 8.48 |
| Na ₂ O | 4.5 | 2.70 | 1.43 | 3.19 | 2.58 | 2.60 | 2.61 | 2.65 | 2.91 | 3.00 | 2.79 |
| K ₂ O | 1.0 | 1.47 | 0.17 | 1.37 | 3.41 | 3.30 | 0.54 | 0.61 | 1.61 | 1.75 | 0.64 ^b |
| P ₂ O ₅ | 0.19 | 0.24 | 0.17 | 0.21 | 0.16 | 0.13 | 0.13 | 0.10 | 0.10 | 0.21 | 0.64 ^b |
| Mg# | 53.4 | 52.3 | 56.5 | 50.5 | 45.6 | 76.2 | 58.6 | 60.1 | 55.9 | 46.1 | 51.4 |
| Li | | 14 | | | | 3.3 | 5 | 6 | 13 | 13 | 11 |
| Bc | | 3.2 | | | | | | | 1.7 | 1.1 | 1.0 |
| B | | | | | | | | | 5 | 7.6 | 8.3 |
| N | | | | | | | | | 34 | | |
| F | | | | | | | | | 429 | 703 | |
| S | | | | | | | | | 408 | 231 | |
| Cl | | | | | | | | | 278 | 216 | |
| Sc | | 16 | | 28 | | 20 | 29 | 31 | 25 | 26 | 35 ^b |
| V | | 140 | | | | 100 | 189 | 196 | 149 | 185 | 271 ^b |
| Cr | 88 | 168 | 276 | 133 | 178 | 490 | 145 | 215 | 228 | 123 | 210 ^b |
| Co | | 38 | 31 | 20 | 22 | 31 | 41 | 38 | 38 | 36 | 33 ^b |
| Ni | 58 | 75 | 141 | 73 | 65 | 347 | 80 | 88 | 99 | 64 | 150 ^b |
| Cu | | 28 | 29 | | 40 | | 32 | 26 | 37 | 50 | 90 |
| Zn | | 83 | | | 83 | 89 | 85 | 78 | 79 | 102 | 83 |
| Ga | | | | | | 15 | 17 | 13 | 17 | 19 | 18 |
| Ge | | | | | | | | | 1.4 | 1.24 | 1.6 |
| As | | | | | | | | | 1.3 | 1.6 | 0.8 |
| Se | | | | | | | | | 0.17 | 0.17 | 0.05 |
| Br | | | | | | | | | 0.28 | | |
| Rb | 11 | 41 | 12 | 37 | 90 | 51 | 7 | 11 | 41 | 56 | 12 ^b |
| Sr | 569 | 447 | 196 | 518 | 286 | 712 | 354 | 348 | 352 | 308 | 230 |
| Y | 7 | 16 | 28 | | 40 | 8 | 20 | 16 | 27 | 18 | 19 |
| Zr | 202 | 114 | 127 | 86 | 206 | 180 | 68 | 68 | 165 | 162 | 70 |
| Nb | 5 | 5.6 | 13 | 7.75 | 15 | 6.4 | 5.6 | 5.0 | 11 | 10 | 6.7 ^b |
| Mo | | | 0.8 | | | | 0.8 | | 0.6 | 0.54 | 0.8 |
| Ru | | | | | | | | | | | |
| Pd | | | | | | | | | | | |
| Ag | | | | | | | | | 80 | 2.78 | 1 |
| | | | | | | | | | 51 | 90 | 90 |

Tabla III.5 Composiciones estimadas para la corteza continental inferior, las columnas 3 y 4 se refieren a composiciones de xenolitos de tipo máfico. Rudnick & Gao, (2003).

ELEMENTOS TRAZA

Los contenidos de tierras raras fueron normalizados a las composiciones condriticas; Evensen et al., (1978); Taylor y McLennan, (1985), con lo cuál se realizó el diagrama de la (Fig. III.8); donde se observa el comportamiento de las tierras raras REE en las muestras analizadas.

Para roca total muestran enriquecimiento en patrones LREE ligeros con una anomalía positiva de Eu. Estas dos características observadas son comparables con los valores promedio para rocas que provienen de la corteza inferior de acuerdo con Rudnick, y Gao (2003); por lo que, el contenido de tierras raras observado en los xenolitos de Valle de Santiago es semejante a los valores promedio reportados por Rudnick y Gao (2003), lo que apoyaría la hipótesis de que estas rocas provienen de la corteza inferior.

Para conocer el grado de fraccionamiento de las tierras raras, REE puede expresarse este en función de la concentración de las tierras raras ligeras (La y Ce) o por la razón de concentración de las tierras raras pesadas (Yb o Y). El radio $(La/Yb)_N$ se utiliza para medir el grado de fraccionamiento de las tierras raras.

Este radio fue calculado para todas las muestras presentando RS-10 y N-12 valores de $La/Yb_N = 0.034-0.037$, mientras que la muestra Rs-16 $(La/Yb)_N$ es de 0.1295 y Rs-15 presentó lecturas por abajo del límite de detección, lo que nos da una idea de que el agotamiento de REE es fuerte para los xenolitos de Rincón de Parangueo y ligero para los xenolitos de la Cintura.

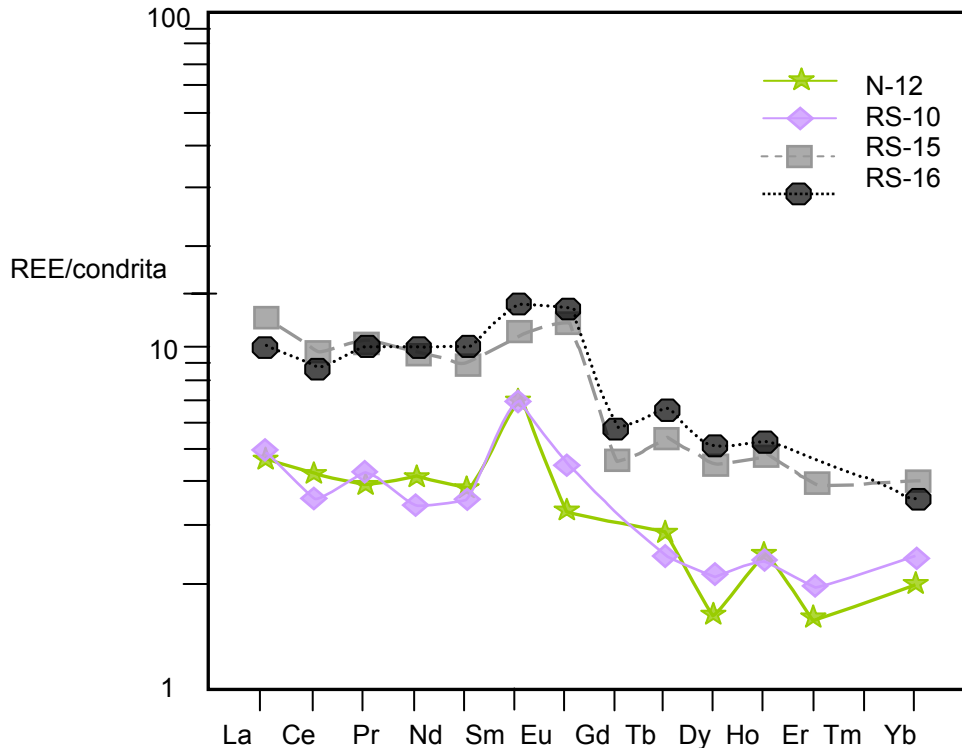


Fig. III.8 Diagrama de Tierras raras normalizado para los xenolitos de VdS. Existe un enriquecimiento en tierras raras ligeras, LREE y una anomalía de europio que son consistentes con su origen.

En los xenolitos de la Cíntora, el enriquecimiento en Lantano es mayor que en los de Rincón de Parangueo, los valores de Cerio también son más altos y más homogéneos ya que en las dos muestras los valores son similares.

En el caso de los xenolitos RS-10 y N-12 los patrones observados en el diagrama de tierras raras son similares y lo mismo sucede con las muestras RS-15 y RS-16 (Fig. III.8). La anomalía positiva de europio, puede ser cuantificada con el radio Eu/Eu^* y un valor mayor a 1.0 indica una anomalía positiva, mientras que un valor menor a 1.0 indica una anomalía negativa. Esta anomalía fue calculada para las muestras RS-10 y N-12 y presentaron una anomalía positiva de europio con un valor del radio $Eu/Eu^* = 3.98-6.71 > 1.0$ por lo que estos datos coinciden con las

propuestas de que la rocas de corteza inferior presentan un enriquecimiento en europio.

Aguirre-Diaz et al. 2002; reportó para un xenolito de la Caldera de Amealco una anomalía positiva de Eu. Esta anomalía puede ser atribuída también a los contenidos modales altos que fueron originados por presencia de plagioclasas, lo cual coincide con los datos de los xenolitos de VdS.

Las concentraciones de Rb generalmente son bajas <10 ppm para xenolitos básicos, Roberts y Ruiz, (1989). En los xenolitos gabróticos el rubidio presenta 2 ppm y en los granulíticos es de 2 a 3.6 ppm. Se hace una comparación de los datos de Sr y el Rb con los datos de San Luis Potosí y se presentan en diagramas de Harker (Fig. III.9). Obsérvese en los diagramas de Harker, que los xenolitos de VdS presentan concentraciones similares a las observadas en otros xenolitos de México, Roberts y Ruiz, (1989). Los contenidos de Rb son bajos e independientes del porcentaje de SiO₂, y los contenidos de estroncio son más altos y muestran la misma característica. Otro elemento que se presenta también es el estroncio que varía de 508 a 997 ppm en los xenolitos gabróticos y de 405 a 457 ppm, en los granulíticos.

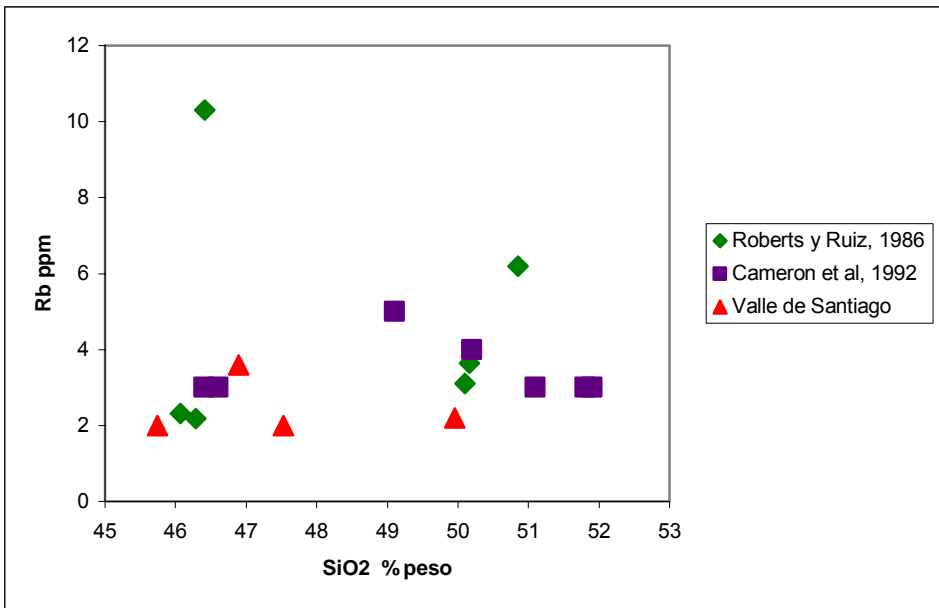
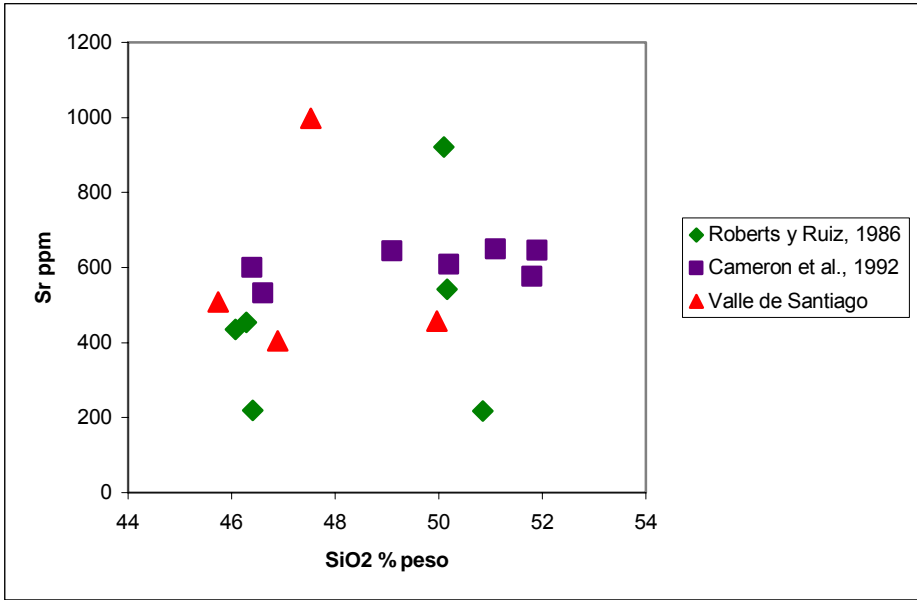


Fig. III.9 Diagramas de Harker donde se representan los contenidos de Rb y Sr para los xenolitos de VdS en comparación con los encontrados en SLP. por Roberts y Ruiz, (1989) y los de Cameron et al. (1992).

Recientemente Valencia, et al. (sometido) reportó un trabajo realizado en el maar de Rincón de Parangueo donde encuentra y clasifica tres diferentes tipos de xenolitos. Xenolitos Máficos, Intermedios, cúmulos y gneises.

Los datos de tierras raras reportados para los xenolitos máficos e intermedios coinciden con los datos obtenidos en este trabajo, ellos también obtienen un patrón de enriquecimiento relativo de LREEs y una anomalía positiva de Europio.

III.6 RELACIONES ISOTOPICAS Y MODELO DE EDAD A PARTIR DEL Sm-Nd

La relación de Sr y Nd fue determinada para los xenolitos del maar de Rincón de Parangueo (RdP) y son las siguientes:

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es de 0.7037;

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ es 0.512641;

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ es de 0.1685 ,

La edad fue calculada utilizando un modelo: Sm/Nd (T_{DM}), asumiendo parámetros de un manto superior empobrecido (Goldstein et al., 1984), con $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.51316$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.214$ (Schaaf et al., 1994).

El cálculo del modelo de edad correspondiente es de **1507.7 Ma**. La relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ correspondiente y ϵ_{Nd} asumiendo este T_{DM} es de 0.510980 y +5.5 respectivamente.

| | | |
|--------------------|--|-----------------------|
| T_{DM} 1507.7 Ma | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.510980 | ϵ_{Nd} + 5.5 |
|--------------------|--|-----------------------|

III.7 CONCLUSIONES

Los minerales más abundantes en estos xenolitos son la plagioclasa, diopsido e hiperstena, clinopiroxeno, orthopiroxeno y plagioclasa. En láminas delgadas las texturas son granoblásticas y se determinaron como granulitas. Se pueden separar en dos tipos por su contenido mineralógico y su composición química: Granulitas de Diopsido e Hiperstena y Granulitas gabróicas o máficas. Estas clasificaciones se encuentran dentro de las mineralogías y composiciones conocidas para rocas metamórficas de alto grado provenientes de partes profundas de la corteza continental, por lo que se interpreta que estos xenolitos son de corteza continental.

Los resultados de la química de los xenolitos de VdS muestran una composición similar a la reportada para xenolitos máficos de corteza inferior (Rudnick y Taylor, 1987 y Condie y Selverstone 1999). También son similares a la composición química reportada para las granulitas básicas de la Olivina en el estado de Chihuahua, en el norte de México (Cameron et al., 1992) y para los xenolitos encontrados en los mares de los grupos de Santo Domingo y la Ventura en el estado de San Luis Potosí, en la Mesa Central (Roberts y Ruiz, (1989), Aranda-Gómez, et al., (1993)).

Los rangos de variación de sílice son similares a aquellos documentados para los xenolitos ortogneísicos de la Ventura y Santo Domingo y para las granulitas máficas de la Olivina. Roberts y Ruiz (1989) han comparado la abundancia de

elementos traza incompatibles en xenolitos y granulitas expuestas y reportaron que los xenolitos presentan usualmente concentraciones bajas, lo cual es coincidente con los xenolitos de VdS.

Los contenidos de Eu y el enriquecimiento de tierras raras ligeras LREE son dos características comparables con la composición promedio de la corteza continental inferior de acuerdo con el promedio obtenido por Rudnick y Gao (2003).

La edad modelo calculada de los xenolitos de Rincón de Parangueo es de 1500 millones de años y fue estimada a partir del modelo isotópico de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

Con esta edad se interpreta la existencia de una corteza inferior Precámbrica de facies granulíticas por debajo de los maares de VdS.

CAPITULO IV

PROPIEDADES MAGNÉTICAS

IV.1 ANISOTROPÍA MAGNÉTICA

Las características magnéticas de las rocas volcánicas, son descritas por varios parámetros, tales como la *susceptibilidad magnética*, la *fábrica magnética* y la *remanencia térmica*. Las rocas dependiendo de su tipo, contienen una amplia variedad de minerales –ferromagnéticos, diamagnéticos y paramagnéticos. Cada uno de estos granos de los cuales se forma la roca contribuye a la *susceptibilidad total* de la misma y por lo tanto a la *anisotropía de susceptibilidad*. Esta susceptibilidad total representa la suma de las susceptibilidades de todos los minerales que están presentes en la muestra. Los minerales magnéticos más comunes son los óxidos de hierro y de estos la magnetita y la hematita generalmente constituyen el 5% del peso de rocas ígneas y metamórficas, aunque en sedimentos puede ser menor ese porcentaje

La anisotropía de susceptibilidad magnética, se determina de las mediciones de la susceptibilidad magnética en un campo. Esta magnitud depende de dos factores: La anisotropía de las partículas mismas y el grado de su alineamiento.

La anisotropía de las partículas mismas comprende dos componentes: la anisotropía cristalina y la anisotropía de forma. La anisotropía cristalina proviene

de la acción de las fuerzas en la configuración del espín del electrón, para cualquier cristal, el espín del electrón se alinea más rápidamente a lo largo de direcciones específicas. La magnetización adquirida en un campo aplicado es más grande en esa dirección, de la misma manera en que el eje de un cristal o plano es determinado el eje fácil o el plano fácil y la magnetización de un cristal tal cual con un eje o plano siempre tenderá a alinearse a lo largo de esa dirección.

La anisotropía de forma se debe el alineamiento de los espines del electrón por un campo aplicado crean un polo norte y sur magnético y están en puntos opuestos en la superficie de cada grano, resultando en fuerzas magneto estáticas. Consecuentemente la magnetización inducida es orientada preferencialmente a lo largo de los ejes de los granos así que las fuerzas magneto estáticas internas son minimizadas. En la magnetita por ejemplo, la anisotropía cristalina es débil y la anisotropía de forma es completamente dominante, mientras en otros óxidos de hierro comunes, la hematina por ejemplo, la anisotropía cristalina es dominante.

La anisotropía magnética de una roca será maximizada sí el eje cristalino máximo de los granos y su eje de forma largo tiene la misma orientación.

La anisotropía puede ser mejor entendida y más visualizada en términos de un elipsoide en el cual la intensidad de magnetización más alta o más fuerte es inducida a lo largo de un eje largo y la intensidad más débil es inducida a lo largo de un eje corto (Nye (1957; 1985)). Numerosos parámetros han sido definidos para la cuantificación de la magnitud de anisotropía y para definir la forma del elipsoide. (Fig.IV.1).

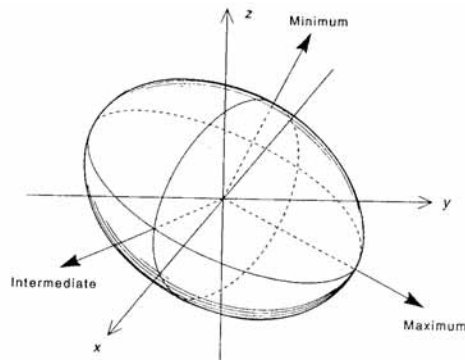


Fig. IV.1 Elipsoide de susceptibilidad. El tensor de la anisotropía de susceptibilidad es más comprensible por medio de un elipsoide con tres ejes ortogonales que corresponden al máximo, intermedio y mínimo ejes principales. La orientación de los ejes en el espacio puede ser definida en coordenadas Cartesianas (x, y, z) o las coordenadas polares de declinación e inclinación.

La susceptibilidad media de un espécimen simple es equivalente al valor medio de la integral de la susceptibilidad direccional sobre todo el espécimen (Nagata (1961); Janák (1965)) y está dada por:

$$K_{mean} = \frac{K_1 + K_2 + K_3}{3}$$

donde $k_1 > k_2 > k_3$ son las susceptibilidades principales en unidades SI. En los estudios en los cuales la magnitud de la anisotropía es correlacionada con la deformación, el promedio de la susceptibilidad de un espécimen individual es usualmente representado por la media geométrica:

$$K_{geom.} = \sqrt[3]{(K_1 * K_2 * K_3)}$$

$K_{geom.}$ es un parámetro muy útil, de la misma forma en que la media geométrica de la deformación principal tiene un significado físico en términos del elipsoide de esfuerzos, donde ésta representa el radio de la esfera inicial.

Normalmente, podemos interpretar las direcciones principales de la anisotropía de susceptibilidad magnética como una dirección con significado físico (Borradaile y Henry 1996), tal como una dirección de corriente, de un flujo magmático o un eje de deformación finita. Esto se debe a que la forma del elipsoide combina las contribuciones de diversos minerales cuyos elipsoides individuales de anisotropía de susceptibilidad magnética son de diferente forma.

Un amplio rango de parámetros ha sido usado en estudios publicados de ambas, propiedades magnéticas y petrofábricas. Se describen a continuación los parámetros empleados en este trabajo y los propuestos por diversos autores aparecen en la (Tabla IV.1).

Magnitud de la Anisotropía

El parámetro establecido para la magnitud de la anisotropía está basado en el radio de las susceptibilidades máxima y mínima, conocidas como el *grado de anisotropía* (Nagata, 1961):

$$P = P_2 = \frac{K_1}{K_3}$$

Donde este parámetro es particularmente sensible a la variación en la susceptibilidad total. Owens (1974), propuso un nuevo parámetro: el *grado de anisotropía normalizado*:

$$H = \frac{K_1 - K_3}{K_{\text{mean}}}$$

Actualmente se recomienda el uso del *grado de anisotropía corregido*; que fue propuesto por Jelinek (1981):

$$P_j = \exp \sqrt{\{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]\}}$$

Donde $\eta_1 = \ln K_1$, $\eta_2 = \ln K_2$, $\eta_3 = \ln K_3$ y $\eta_m = (\eta_1 + \eta_2 + \eta_3) / 3$.

El parámetro P_j está basado en los valores logarítmicos de la susceptibilidad, los cuales son apropiados debido a la distribución log normal de esta propiedad. Además porque incorpora la intermedia y la susceptibilidad media y no sólo los valores máximo y mínimo y es por lo tanto de más información.

La forma de la anisotropía del elipsoide.

La excentricidad de un elipsoide puede ser expresada en diferentes formas principalmente en términos de los radios de, o entre diferentes valores axiales. La mayoría de los parámetros estuvieron basados en relaciones. *Lineación* (Basley y Buddington (1960)):

$$P_1 = L = \frac{K_1}{K_2}$$

y *foliación* (Stacey et al., (1960)):

$$P_3 = F = \frac{K_2}{K_3}$$

Como los valores de susceptibilidad presentan distribución log normal, estos parámetros deben estar basados preferentemente en los valores de logaritmo natural de K_1 , K_2 y K_3 , pero, para números pequeños o rangos de distribución arbitrarios, los valores sin transformar son adecuados, así se proponen:

Lineación normalizada (Khan (1962)):

$$L = \frac{K_1 - K_2}{K_{\text{mean}}}$$

y la *Foliación normalizada* (Khan (1962)):

$$F = \frac{K_2 - K_3}{K_{\text{mean}}}$$

Otros parámetros han sido publicados que combinan *lineación* y *foliación* y proveen una medición simple de ambas propiedades. Es recomendado que el *parámetro de forma* T, sea adoptado como sugirieron Hrouda (1982) y Jelinek (1981)

$$T = \frac{(2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3)}{(\eta_1 - \eta_3)}$$

y que es equivalente a $(\ln L - \ln F) / (\ln L + \ln F)$; T es preferible a la mayoría de los otros parámetros de forma, ya que éste incluye las tres principales susceptibilidades en este cálculo y es simétrica en esta distribución de valores sobre el rango total del elipsoide de forma.

Las formas *obladas* corresponden entonces, si $0 < T < 1$, mientras que los valores negativos $-1 < T < 0$, corresponden a formas *proladas*. (Fig. IV.2).

Para elipsoides neutros, los cuales corresponden en forma con aquellos llamados elipsoides de plano de esfuerzos utilizados por los geólogos estructurales, $T=0$, y en este caso $P_j=P$

| Property/parameter | Equation | Reference |
|-----------------------------|--|------------------------------|
| Magnitude of anisotropy | | |
| Corrected anisotropy degree | $P_J = \exp \sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]}$ where $\eta_1 = \ln K_1; \eta_2 = \ln K_2; \eta_3 = \ln K_3; \eta_m = \sqrt[3]{\eta_1 \cdot \eta_2 \cdot \eta_3}$ | Jelinek, 1981 |
| Anisotropy degree (P_2) | K_1/K_3 | Nagata, 1961 |
| Absolute anisotropy | $(K_1 - K_3)/K_2$ | Rees, 1966 |
| Total anisotropy (H) | $(K_1 - K_3)/K_{\text{mean}}$ | Owens, 1974 |
| Lineation | | |
| Lineation (P_1) | K_1/K_2 | Balsley and Buddington, 1960 |
| Magnetic lineation (L) | $(K_1 - K_2)/K_{\text{mean}}$ | Khan, 1962 |
| Lineation | $(K_1 + K_3)/2K_2$ | Urrutia-Fucugauchi, 1980 |
| Lineation degree | $2K_1/(K_2 + K_3)$ | Hrouda <i>et al.</i> , 1971 |
| Foliation | | |
| Foliation (P_3) | K_2/K_3 | Stacey <i>et al.</i> , 1960 |
| Magnetic foliation (F) | $(K_2 - K_3)/K_{\text{mean}}$ | Khan, 1962 |
| Foliation | $(K_1 + K_2)/2K_3$ | Balsley and Buddington, 1960 |
| Degree foliation | $2K_2/(K_1 + K_3)$ | Urrutia-Fucugauchi, 1980 |
| Prolateness | | |
| Prolateness | $(K_1 - K_2)/(K_2 - K_3)$ | Khan, 1962 |
| Prolateness | $(2K_1 - K_2 - K_3)/(K_2 - K_3)$ | Urrutia-Fucugauchi, 1980 |
| Oblateness | | |
| Oblateness | $(K_2 - K_3)/(K_1 - K_2)$ | Khan, 1962 |
| Oblateness | $(K_1 + K_2 - 2K_3)/(K_1 - K_2)$ | Urrutia-Fucugauchi, 1980 |
| Shape | | |
| Shape parameter (T) | $(2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3)/(\eta_1 - \eta_3)$ | Jelinek, 1981 |
| E -factor | K_2^2/K_1K_3 | Hrouda <i>et al.</i> , 1971 |
| Shape indicator | $(K_1K_3 - K_2K_3)/(K_1K_2 - K_1K_3)$ | Stacey <i>et al.</i> , 1960 |
| Ellipsoid shape | $(K_1 - K_2)(2K_1 - K_2 - K_3)/(K_2 - K_3)(K_1 + K_2 - 2K_3)$ | Urrutia-Fucugauchi, 1980 |
| Shape indicator | $(K_1K_3 - K_2^2)/(K_1K_2 - K_1K_3)$ | Urrutia-Fucugauchi, 1980 |
| Other parameters | | |
| Strain indicator | $(K_1K_3 - K_2K_3)/(K_2^2 - K_1K_3)$ | Flinn, 1962 |
| q -factor | $(K_1 - K_2)/[0.5(K_1 + K_2) - K_3]$ | Granar, 1958 |
| Angle (V) | $\sin^{-1} \sqrt{(K_2 - K_3)/(K_1 - K_3)}$ | Graham, 1966 |
| Emplacement | $K_1^2/\sqrt{(K_2^2 K_3^2)}$ | Ellwood, 1975 |
| Current velocity | $K_1^2/\sqrt{(K_2^2 K_3^2)}$ | Ellwood and Ledbetter, 1977 |

Tabla IV.1 Algunos parámetros de anisotropía que han sido publicados. Tomado de Tarling y Hrouda, (1993).

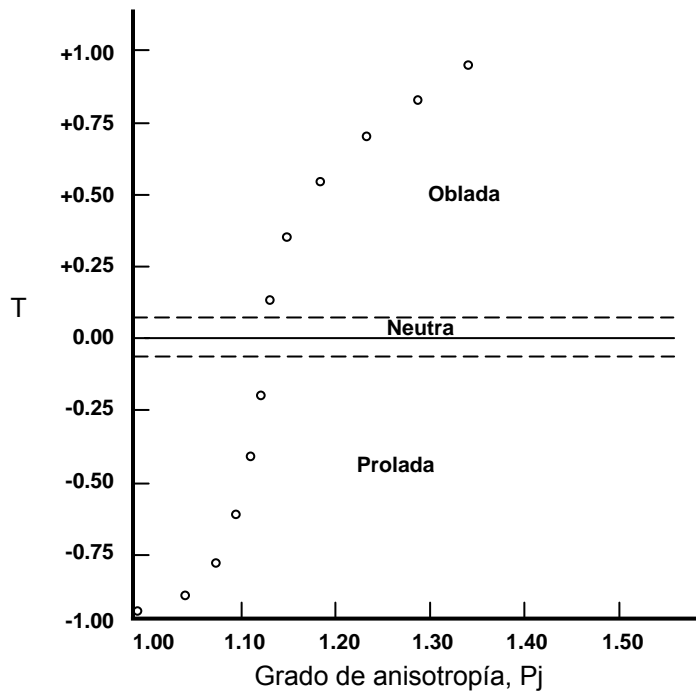


Fig. IV.2. Gráfica del *parámetro de forma* T y el *grado de anisotropía*, Pj (Jelinek, (1981); Hrouda, (1982)). Las formas *obladas* (disco) tienen valores positivos T aproximándose al +1, mientras que las formas *proladas* ((vara) tienen valores negativos aproximándose al -1. La gráfica muestra una fábrica que cambia de *prolada* a *oblada* (de izquierda inferior a la derecha superior), con un pequeño incremento en el *grado de anisotropía*. La abcisa parámetro Pj, puede ser distancia, esfuerzo u otra propiedad. Tarling y Hrouda, (1993).

Para la evaluación de las fábricas magnéticas y las propiedades magnéticas de los depósitos de VdS, se utilizaron los parámetros de Jelinek (1982) y Hrouda (1981).

Los datos de anisotropía magnética se pueden presentar en forma tabulada y para su comprensión es necesario el entendimiento de los parámetros descritos anteriormente; también, pueden expresarse de manera diagramática. Estos diagramas son similares a los que se utilizan en la geología estructural aunque es importante saber cuales son los parámetros apropiados para ilustrar las diferentes

relaciones. Un ejemplo es la (Fig. IV.2), donde se representan dos propiedades magnéticas en un diagrama x,y.

Las direcciones de los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad se grafican en diagramas estereográficos de igual área o igual ángulo. Como las direcciones no son vectores, es fuertemente recomendable que solo se utilice el hemisferio inferior, y en los diagramas de igual área, la gráfica debe usarse para los ejes de máxima, intermedia y mínima susceptibilidad y deben ser graficados como cuadros, triángulos y círculos respectivamente, en estos diagramas se interpreta la fábrica magnética.

Todos los puntos del diagrama graficados en el hemisferio inferior deben representarse por símbolos sólidos. Tales diagramas permiten distinguir rápidamente entre elipsoides triaxiales, elipsoides obladas y proladas también como diferenciar otras formas, planos de clivage, estratificación, etc. Si los puntos del diagrama en el hemisferio superior son requeridos entonces se deben representar mediante símbolos huecos.

Esta convención es de amplio uso en paleomagnetismo y en geología estructural (Irving ((1964); Tarling (1983)), (Fig. IV.3).

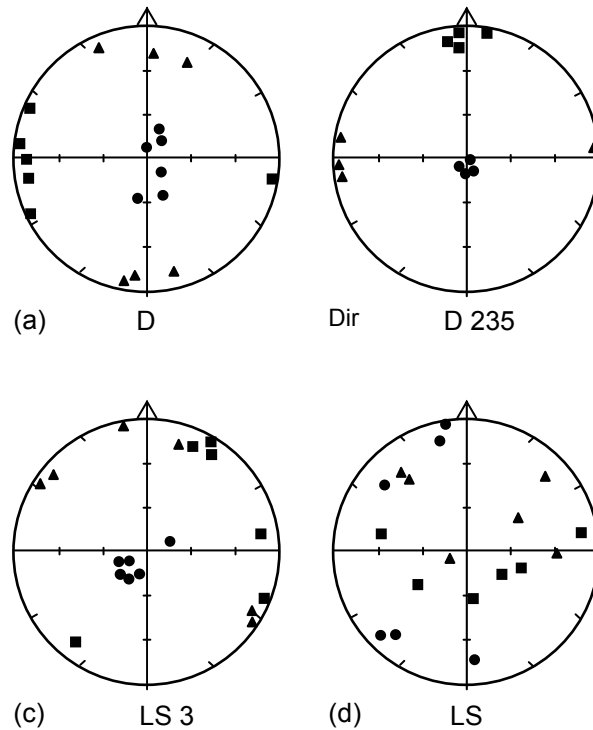


Fig. IV. 3. Ejemplos de fábricas primarias en algunos sedimentos laminados. a) Lutitas, b) gravas de la formación Nacatoch del cretácico tardío del noreste de Texas. (Knight, (1984)) c) Caliza mudstone del Eoceno-Oligoceno y d) caliza del suroeste de Alabama, (Elwood, et al., (1986b)). Tomado de Tarling y Hrouda, (1993). Observe como en los diagramas están presentes las tres componentes de la susceptibilidad K_1 , K_2 , K_3 , mediante los cuadros, los triángulos y los círculos que las representan respectivamente.

Las fábricas primarias en rocas ígneas son aquellas asociadas con emplazamiento y son atribuibles a la depositación de cristales, a través de flujos viscosos magmáticos como en sedimentos estos incluyen los efectos de algunos cambios químicos que ocurren después del emplazamiento, pero no aquellos inducidos por eventos tectónicos o enfriamiento (Tarling y Hrouda (1993)).

En los flujos de lava por ejemplo, la fábrica está principalmente relacionada a la edad del flujo y es adquirido antes de su solidificación, a temperaturas más altas que el punto de Curie o Neel, de minerales ferromagnéticos, marcando el inicio de la adquisición remanente, 670° y 575°C respectivamente para el miembro final de

Fe de la serie titanomagnetitas y titanohematitas. Algunos estudios Gidler, (1961a); Khan (1962); Bolshakov y Skorodkin (1967) mostraron que el grado de anisotropía magnética es usualmente menor del 10% en la mayoría de flujos basálticos de lava, en sills y diques básicos. Los flujos de lava, diques y sills, tienen fábricas que tienden a ser más fácilmente foliadas que alineadas y donde el plano de foliación es coincidente con el plano de flujo y el eje de susceptibilidad mínima es perpendicular a este (Brown et al. (1964); Symons (1967)).

El comportamiento de las rocas piroclásticas es más complicado que el de los flujos de lava, ya que durante la depositación y el enfriamiento pueden traslaparse parcialmente y entonces una componente remanente puede ser adquirida al mismo tiempo que la fábrica.

Dentro de los estudios de anisotropía magnética existe un conocimiento relativo de las rocas ígneas extrusivas e intrusivas, pero el conocimiento de las secuencias vulcanoclásticas es reducido. Es por esto que se considera importante este estudio donde se trata de caracterizar un comportamiento de fábricas magnéticas de acuerdo a cada tipo de depósito si son de flujo o de caída y de acuerdo a la estructura de formación.

En la década de los setentas, Reynolds y Larson (1972); Reynolds (1977 y 1979), trabajaron en depósitos de caída en el Medio oeste de los Estados Unidos. En los años ochentas, estudios de rocas piroclásticas fueron realizados por ejemplo Steele, W. (1981), señala la diferencia que representa en la adquisición de

magnetización en depósitos de caída subaérea a forma subacuosa. Elwood (1982); e Inconato (1982, 1983); discuten la habilidad de la fábrica para preservar en su interior rasgos dinámicos del depósito, tales como: direcciones de flujo y mecanismos de emplazamiento. Otros autores como Khan (1962); Knight, et al (1986); Hill-House y Wells (1991); Scaman et al, (1991); Cagnoli y Tarling (1997); Mac Donald et al, (1992); Zanella et al, 1999; Hallet (2001), también han discutido sobre direcciones de flujo en depósitos vulcanoclásticos.

Tanto la remanencia primaria como la fábrica, pueden ser modificadas por procesos secundarios que ocurren en un tiempo corto después de su emplazamiento, tal como una compactación, flujo rehomórfico, soldamiento y devitrificación.

En el centro de México existen algunos trabajos en secuencias piroclásticas Urrutia-Fucugauchi, (1983) en la caldera de los Húmeros y en Alchichica, donde se documentaron la MRN de las muestras y sus temperaturas de emplazamiento y recientemente, Alva-Valdivia y colaboradores (2005) realizaron un estudio de fábricas magnéticas y paleomagnetismo en ignimbritas en el oeste de México.

En este estudio se midió la susceptibilidad y anisotropía magnética, así como también la Histéresis y la variación de la susceptibilidad contra la temperatura con el fin de realizar una caracterización de las fábricas magnéticas de los depósitos no consolidados formados por las erupciones de tipo hidromagmático.

IV. 2 MUESTREO Y METODOLOGÍA

La región de Valle de Santiago VdS, se caracteriza por tener depósitos volcánicos recientes entre los 1.175 ± 0.166 Ma y los 0.73 Ma (Murphy (1986)).

La caracterización de propiedades magnéticas se realizó en cinco estructuras con sus columnas vulcanoclásticas descritas.

De norte a sur describiremos las características y muestreo de dichas columnas.

Las muestras se tomaron orientadas y a cada 10 cm en los depósitos homogéneos o a cada cambio de horizonte. (Fig.IV.4). Este muestreo se hace sobre las paredes de las secuencias, insertando un tubo de cobre (o de aluminio) de forma cuadrada que es vaciado en un cubo de plástico que al terminar de llenarse se sella con epóxico. La orientación de las muestras es tomada con una Brújula Brunton. El muestreo se hizo mediante cubos de $2.2 \times 2.2 \times 2.2$ cm que tienen una flecha la cual se orienta horizontalmente y en la misma posición para todas las muestras. Se recolectaron un total de 5 sitios con 154 muestras.

Las mediciones fueron realizadas con el equipo del laboratorio de paleomagnetismo del IGEOF. La susceptibilidad magnética (k) y la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM); se midieron en equipos Bartington MS2 susceptibility bridge.

El susceptibilímetro utiliza un campo alternante que se aplica mientras la muestra rota en una frecuencia determinada en tres posiciones ortogonales; de esta forma se obtienen las susceptibilidades máxima y mínima de los 3 planos y con la susceptibilidad axial medida, se calcula la orientación y magnitud de los ejes del elipsoide de susceptibilidad.

Posteriormente a esta medición se realizó el cálculo de los parámetros para evaluar el grado de anisotropía y la forma del elipsoide, estos son los propuestos por Jelinek, 1981; P_j y T ; donde $P_j = \exp \sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]}$ y $T = (2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3) / (\eta_1 - \eta_3)$ respectivamente que se describieron en la introducción.

Estos parámetros son los recomendados por Tarling y Hrouda (1993), ya que parten del hecho de que en ellas se ha desarrollado la interpretación sobre el origen de la ASM. Para caracterizar la susceptibilidad media se empleó el parámetro de Nagata (1961).

Las direcciones de los ejes principales de anisotropía de susceptibilidad magnética se obtuvieron mediante el análisis de componentes principales y las direcciones medias por depósito, los datos de susceptibilidades axiales y sus respectivos de declinación son obtenidas de acuerdo a la estadística de Fisher.



Fig. IV.4 a) Toma de muestras en RdP. b) Obsérvese el tipo de depósitos muestreados.

Se obtuvieron los ciclos de histéresis magnética de muestras tipo de cada uno de los sitios con el AGFM “Micromag”. También se hizo la medición de la variación de susceptibilidad con respecto a la temperatura iniciando con una temperatura de entre 30° C y 600° C aproximadamente mediante un sistema Bartington.

IV.3 RESULTADOS OBTENIDOS

IV.3.1 MAAR DE RINCÓN DE PARANGUEO SITIO P1.

PROPIEDADES MAGNÉTICAS.

La columna de (RdP) consiste en una intercalación de depósitos parcialmente consolidados de cenizas, fragmentos líticos, depósitos de caída.

El primer depósito y el más bajo estratigráficamente muestreado consiste en una secuencia de cenizas gris claro muy fina con fragmentos de xenolitos de 3 a 5 cm en la parte superior del depósito. Se observan algunos fragmentos líticos de color gris claro de 1 cm de diámetro y mayores. A este depósito se le nombró como flujo. El siguiente depósito es una capa de material lítico oscuro con fragmentos de escoria de entre 1 y 12 cm de diámetro, matriz escasa y de ceniza muy fina, este depósito es denominado de caída.

El tercer depósito está formado por ceniza muy fina con estructura laminar y fragmentos de xenolitos de 3 a 6 cm de diámetro con huellas de impacto. Se le clasificó como una secuencia de oleada piroclástica. El último depósito muestreado es un depósito de 2 m de espesor con abundantes fragmentos líticos de diferentes composiciones, escoria, fragmentos grises afaníticos, fragmentos vesiculares de color rojizo, y fragmentos de xenolitos subredondeados y muy alterados, sus diámetros varían de 3 hasta 30 cm, el porcentaje de matriz es aproximadamente un 25%. Este depósito se clasificó como una brecha.

En la figura (IV.5) se observan los diagramas de propiedades magnéticas del sitio P donde se ha hecho una separación por tipo de depósito y en la (Tabla IV.2) se presentan los datos obtenidos. El valor total de la susceptibilidad de la columna fluctúa entre los 413.6 y los 620.3×10^{-5} SI. En el depósito de brecha se observa que los valores de susceptibilidad son menores, esto puede ser explicado en función de la heterogeneidad que se observa en el mismo. También se reflejan diferencias en los parámetros analizados, Pj, L, F y E muestran un aumento en los

datos de la base del depósito esto puede estar relacionado al tamaño de los granos y que son más abundantes en la base y se hace ligeramente más escaso hacia la cima.

En los otros depósitos muestreados los valores no presentan una variación significativa, los valores de la susceptibilidad son más altos, y los valores de P_j , L , F y T son menores.

En el diagrama de los parámetros magnéticos P_j vs T , (Fig. IV.6) se presentan los resultados de las formas de las fábricas para cada depósito. El depósito de flujo se caracteriza por valores positivos de T lo que corresponde con fábricas obladas, esto coincide con las características del depósito mismo, donde predomina la dirección de flujo. El depósito de brecha, presenta seis datos negativos estos se conocen como fábricas proladas y un dato oblado y uno neutro. Cinco de los datos de fábricas proladas se asocian con la parte media y superior del depósito, en la parte inferior la forma del mismo presenta un dato prolado y uno oblado; esto puede ser interpretado como que en la parte inferior de la brecha el contacto puede estar influenciado por los mecanismos del depósito anterior y los contactos aunque son concordantes son progresivos y sólo en la parte media y superior se presenta la fábrica característica de la misma la cual es congruente con el tipo de depósito. La fábrica del depósito de oleada piroclástica es oblada, mientras que el de caída es prolada, estas fábricas son posibles en cada uno de esos depósitos por lo que también podemos decir que hay correspondencia en el tipo de fábrica y el origen del depósito.

Fig. IV.5 Muestreo paleomagnético en el mar de RdP y propiedades magnéticas asociadas.

Tabla IV.2 Datos de Parámetros magnéticos del sitio P-1 en el maar de Rincón de Parangueo.

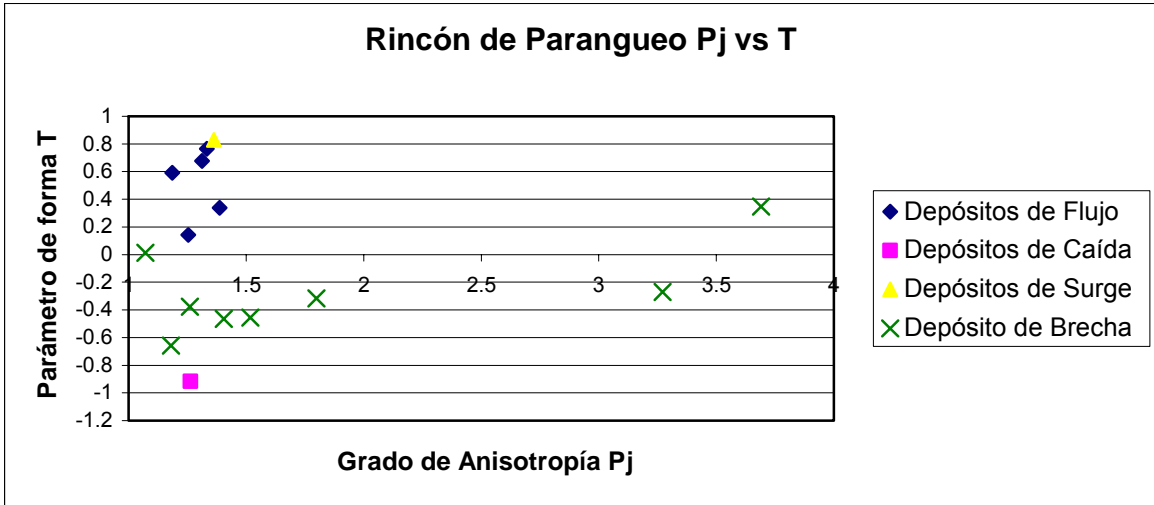


Fig. IV.6 Diagrama de Pj vs T de los diferentes tipos de depósitos muestreados en la columna de Rincón de Parangueo (RdP).

Se obtuvieron ciclos de histéresis de muestras por tipo de depósitos, en este sitio se midieron las muestras P-13, P-13a y P-17, que corresponden al depósito de brecha de las cuales se presentan sus ciclos en la (Fig. IV.7).

En el diagrama de la muestra P-13, se observa la curva de histéresis con los comportamientos muy cercanos tanto en su curva de ida como en la de regreso, formando una curva típica de dominios simples.

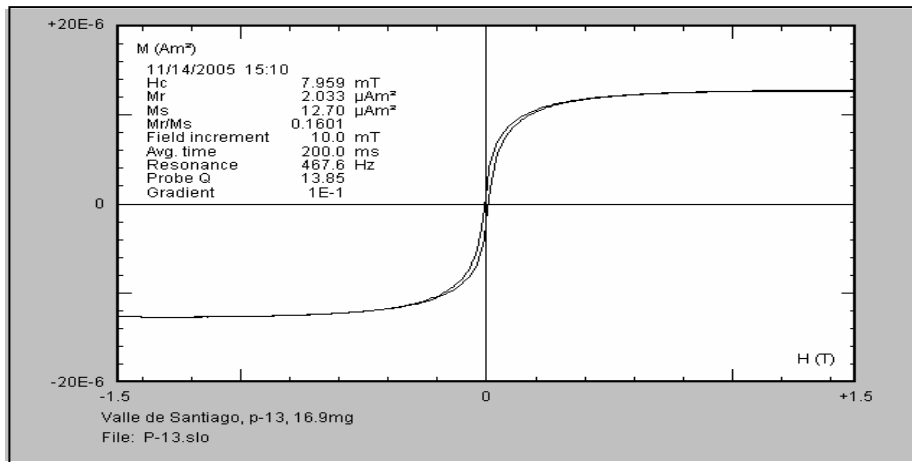


Fig. IV.7 Diagrama de Histéresis magnética para la muestra P-13.

Para la muestra P-13a del mismo sitio la curva tiene un comportamiento peculiar, de acuerdo con Tauxe, L. et al., 1996 podría tratarse de una curva con un comportamiento similar al conocido como "potbellied" (Fig. IV.8), comportamiento que se presenta cuando se tiene una mezcla de granos de dominio simple con granos de dominio superparamagnético.

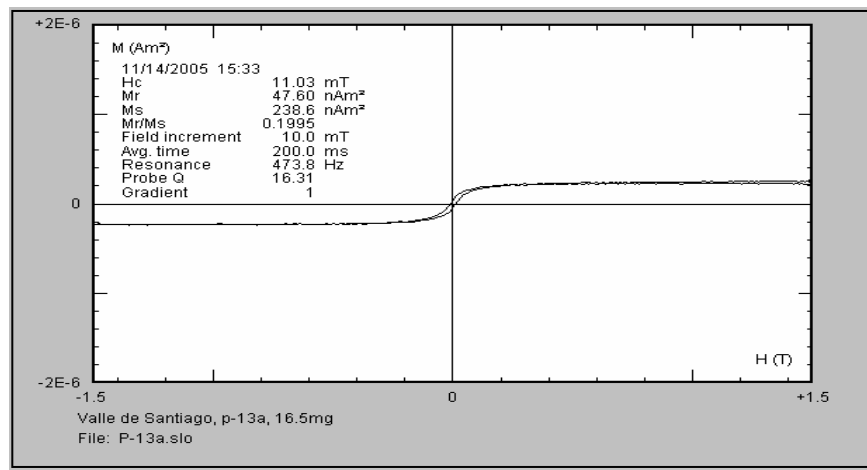


Fig. IV.8 Diagrama de Histéresis magnética para la muestra P-13a

Finalmente el comportamiento de la muestra P-17 corresponde con una curva conocida como de dominio simple (Fig. IV.9), como se había observado en la muestra P-13.

Además de poder observar algunas propiedades físicas de los minerales que portan la magnetización en estos diagramas de histéresis es importante mencionar que los parámetros obtenidos en ellos, como Ms, Mr, Hc, Hcr, pueden ser graficados en otro diagrama conocido como Diagrama de Day, (Fig. IV.10), estudiado por Dunlop, D.J., 2002,1y2. Donde observamos además de su posición en el diagrama, su relación con la curva teórica propuesta para diferentes dominios magnéticos y diferente variación en la composición de la serie de las

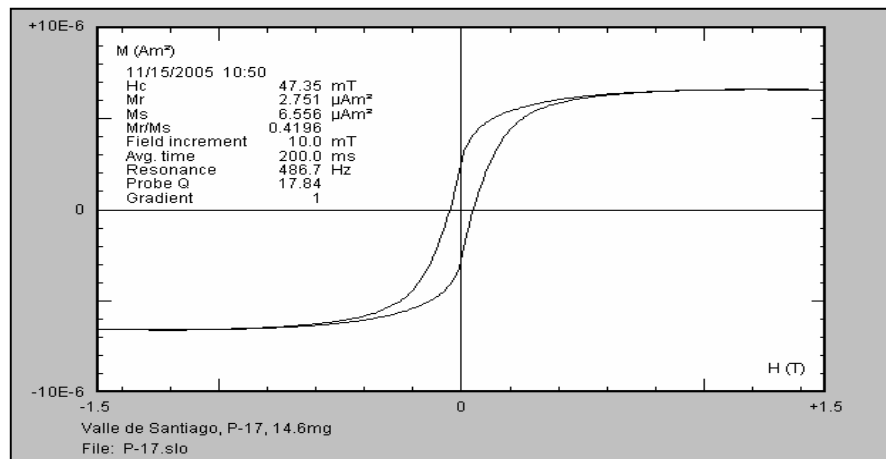


Fig. IV.9 Diagrama de Histéresis magnética para la muestra P-17.

titanomagnétitas con composición TM0 y TM60.

En este diagrama los datos del sitio P se representan con cuatro triángulos, tres de ellos distribuidos entre las curvas de dominio simple y multidominio (DS y MD) y otro de ellos muy cercano a la curva de saturación de superparamagnéticos (SP).

Este comportamiento coincide con el observado en el diagrama de Histéresis de la muestra P-13 donde se interpretó una probable presencia de granos de dominio simple y superparamagnético.

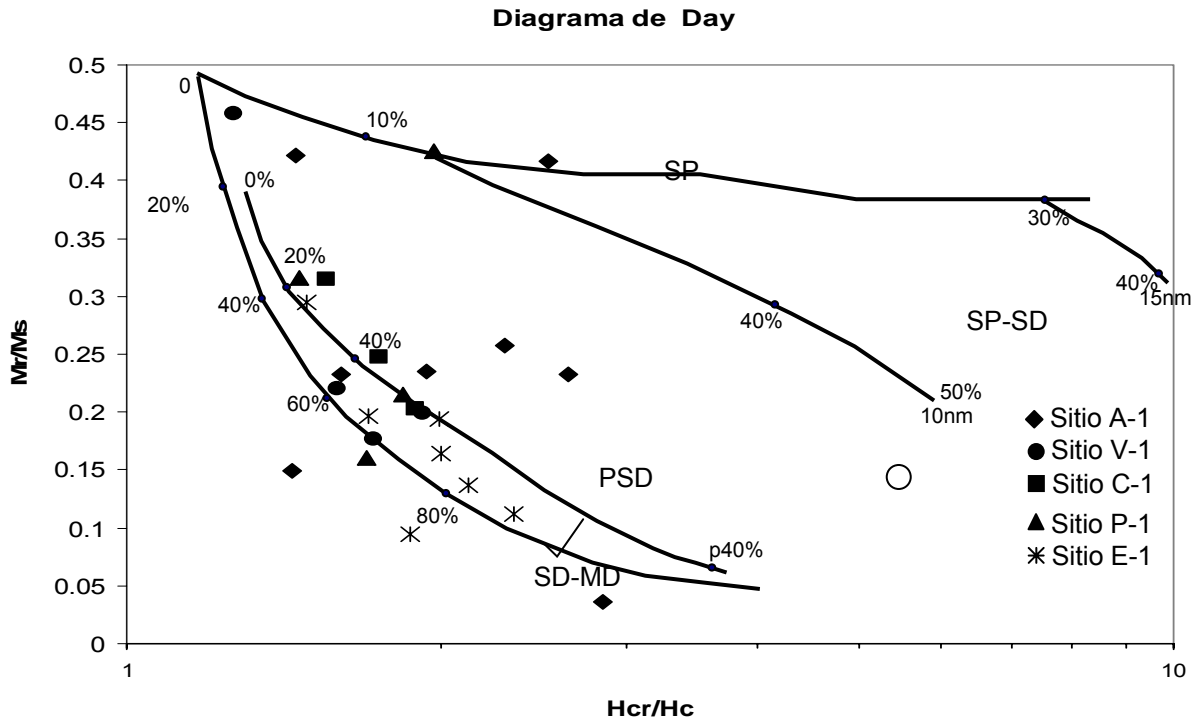


Fig. IV.10 Diagrama de Day, de los sitios muestreados en VdS , con las curvas teóricas calculadas por Dunlop, D. J. 2002,1 y 2.

SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y FABRICA.

En el diagrama de la (Fig. IV.11), se muestran las componentes de la anisotropía de susceptibilidad que se encontraron para el depósito de flujo.

En el caso de este depósito la componente K_1 es la componente donde se observa la dirección del flujo esperada para el sitio, la dirección encontrada es $D= 135^\circ$, la dirección estimada en campo es $D= 148^\circ$. Existe una aproximación entre los dos datos obtenidos y los observados.

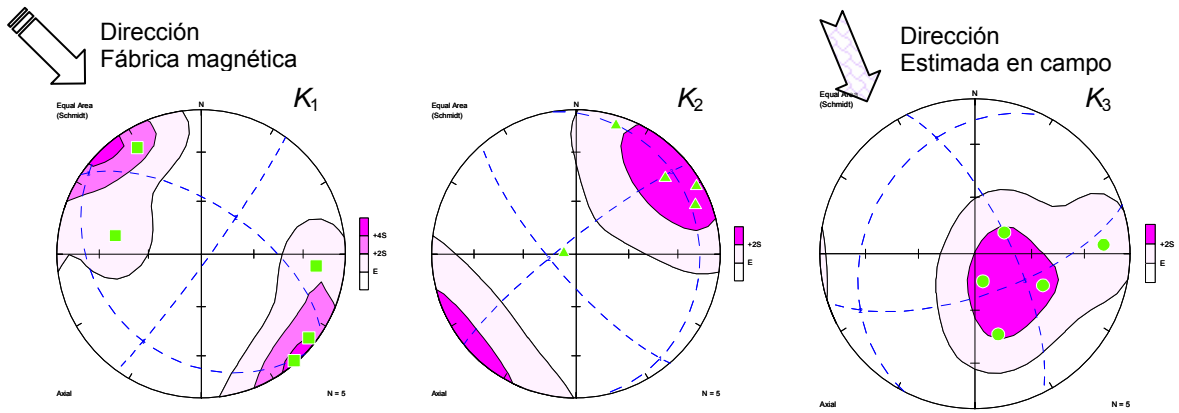


Fig. IV.11 Diagramas de componentes de anisotropía de susceptibilidad magnética para el flujo1, con conteos de densidad, en proyecciones de igual área en el hemisferio inferior.

Para el depósito de Brecha (Fig. IV.12), se observa también que la componente K_1 es la que indica la dirección del depósito, esto es concordante con las direcciones esperadas.

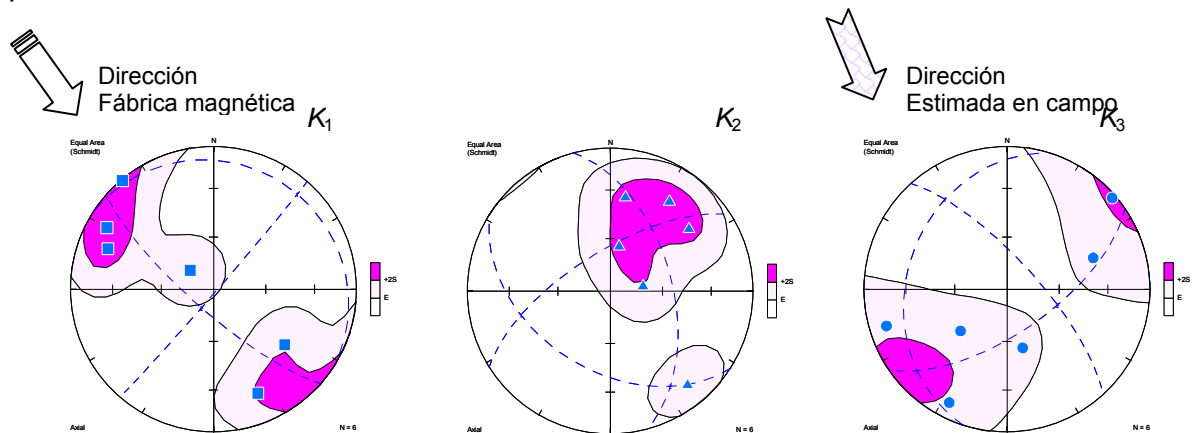


Fig. IV.12 Diagramas de componentes de anisotropía de susceptibilidad magnética para la brecha 1, con conteos de densidad, en proyecciones de igual área en el hemisferio inferior.

Los depósitos de flujo y de brecha fueron los que en este sitio indican la dirección de anisotropía magnética y es en la componente k_1 la que reporta esta dirección.

En la Fig. (IV.13), se presenta un resumen de los diagramas totales de ASM para el sitio de RdP, graficados en diagramas de igual área en el hemisferio inferior para cada depósito.

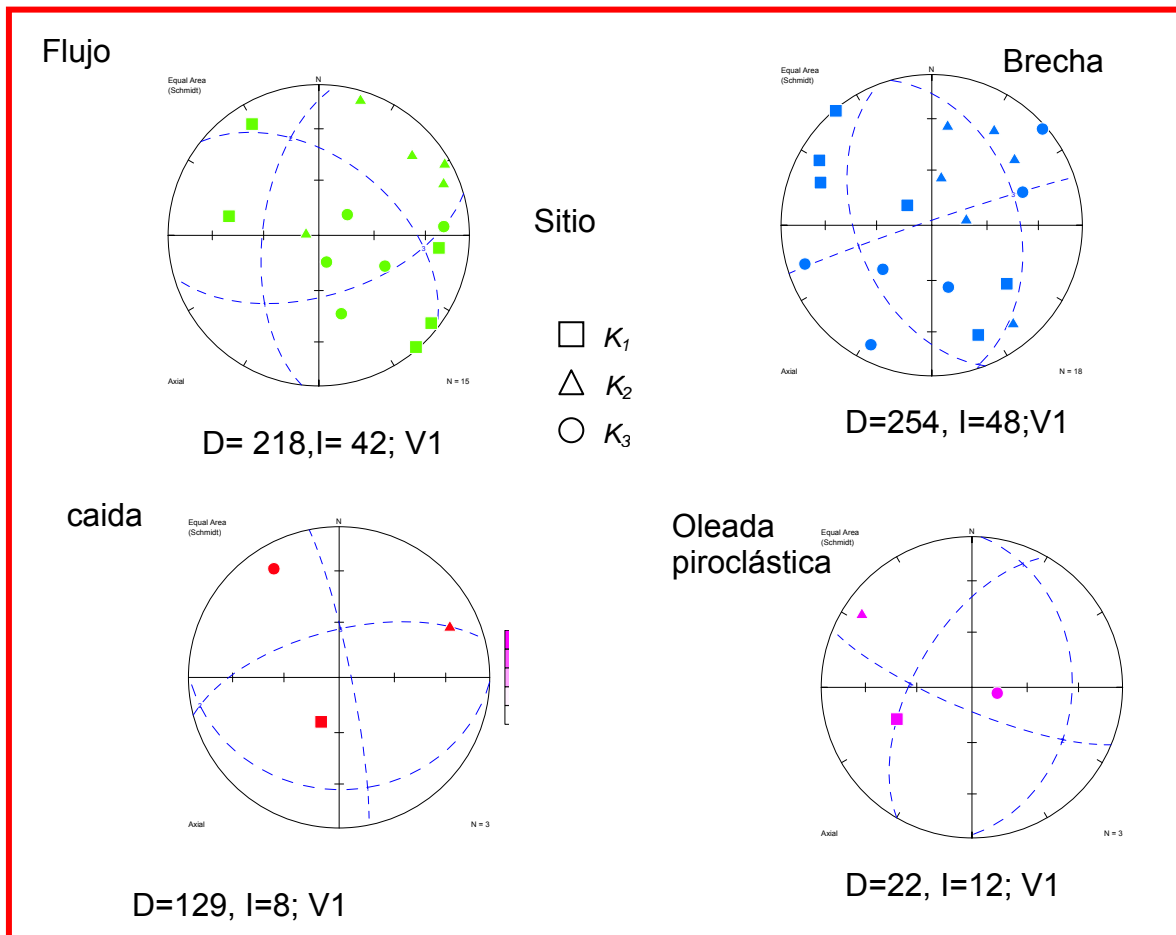


Fig. IV.13 Resumen de las componentes de dirección de anisotropía magnética de los diferentes tipos de depósitos en diagramas de proyección de igual área en el hemisferio inferior para el sitio P de Rincón de Paranguero.

IV.3.2 MAAR DE LA ALBERCA SITIO A1

PROPIEDADES MAGNÉTICAS

En el maar de la Alberca, se muestrearon dos sitios dentro de la secuencia piroclástica de la misma. El primero de ellos se encuentra en la parte suroeste, casi en el acceso de entrada a la estructura. Este sitio se nombró como A1.

El segundo de ellos, se encuentra en la parte sureste de la estructura, se le nombró como B1, se encuentra estratigráficamente arriba del sitio A1.

En estos dos sitios los valores de susceptibilidad medidos fueron más altos que en el sitio anterior. Para el sitio A1 los valores fluctúan entre los 600 y 800 $\text{SI} \times 10^{-5}$, (Fig. IV.14), y para el sitio B1 van de los 800 a los 1000 $\text{SI} \times 10^{-5}$. Este aumento en los valores de susceptibilidad, es debido a que en la parte inferior de la columna de la Alberca o sea en lo que denominamos A1 los materiales contienen en su mayoría fragmentos de las rocas anteriores a la erupción entre un 75 y hasta 80 % que corresponden con andesitas; en la parte superior de la columna, en el sitio B1 los depósitos están formados en un 45-60% por material juvenil, lo que hace una diferencia entre los depósitos de la parte inferior y los de la parte superior en su contenido de minerales magnéticos. Esto se refleja también en sus propiedades magnéticas.

Los horizontes muestreados en esta columna A-1 corresponden de la base a la cima con un depósito de escoria volcánica negra, vesicular con fenocristales de

plagioclasas y olivino de diferentes diámetros, de 4 a 20 cm, que descanza inmediatamente por arriba de un paleosuelo de 60 cm de espesor que ha sido interpretado como un período de calma entre las lavas pre-maar y la actividad propia de la estructura. Por encima de esta escoria se encuentran depósitos de arcilla y arenas intercaladas de grano medio a grueso con estructura laminar en los horizontes inmediatamente por arriba de la escoria y con estratificación invertida un poco más arriba (15 cm). Continúan depósitos de arenas con estratificación cruzada, lapilli acrecionado, lentes de gravas, angulares, sobre estos depósitos descanza un depósito de fragmentos angulosos de andesita gris, con una matriz de ceniza fina y también fragmentos de basaltos y escorias angulares. Este depósito se clasificó como una brecha basal; es lo que denominamos brecha 1. Sobre estas brechas se encuentra material laminar con estratificación cruzada que se clasificó como de oleada piroclástica; por último en esta columna se tiene otro depósito de brecha que es mucho más grande que el anterior con fragmentos líticos de 40 hasta 200 cm de diámetro, con una matriz de arenas gruesas y gravas con huellas de impacto y con una capa de 10-15 cm de cenizas con estratificación cruzada.

En los demás parámetros de la (Fig. IV.14), por ejemplo el valor de P_j varía entre el 1 y 1.5 para algunos puntos (Tabla IV.3), la mayoría de las muestras tienen un valor muy cercano a 1, por lo que el valor de la anisotropía es bajo, en los parámetros L, F y E, los valores están en el rango de 1.0 y 1.15 lo que los hace muy constantes con una variación muy baja.

En la (Fig. IV.15), se observa la relación del parámetro de forma T, con el grado de anisotropía P_j para el sitio A1 se muestran siete conjuntos de datos divididos

por tipo de depósitos y en ellos el comportamiento es interesante. Para los depósitos de escoria, caída y brecha la forma de la fábrica es oblada, que corresponde con los datos esperados para este tipo de depósitos (Tarling y Hrouda, 1993); mientras que, para el depósito de oleada piroclástica la fábrica presenta una variación de Oblada a Prolada, esto se interpreta en función del carácter de este depósito ya que estos depósitos se deben principalmente a flujos turbulentos en donde no hay una dirección preferencial dominante, por lo que en estos tipos de fábricas se puede presentar una mezcla o variación en las formas. A pesar de los diferentes tipos de depósitos la variación en el grado de anisotropía es pequeña de 0.2.

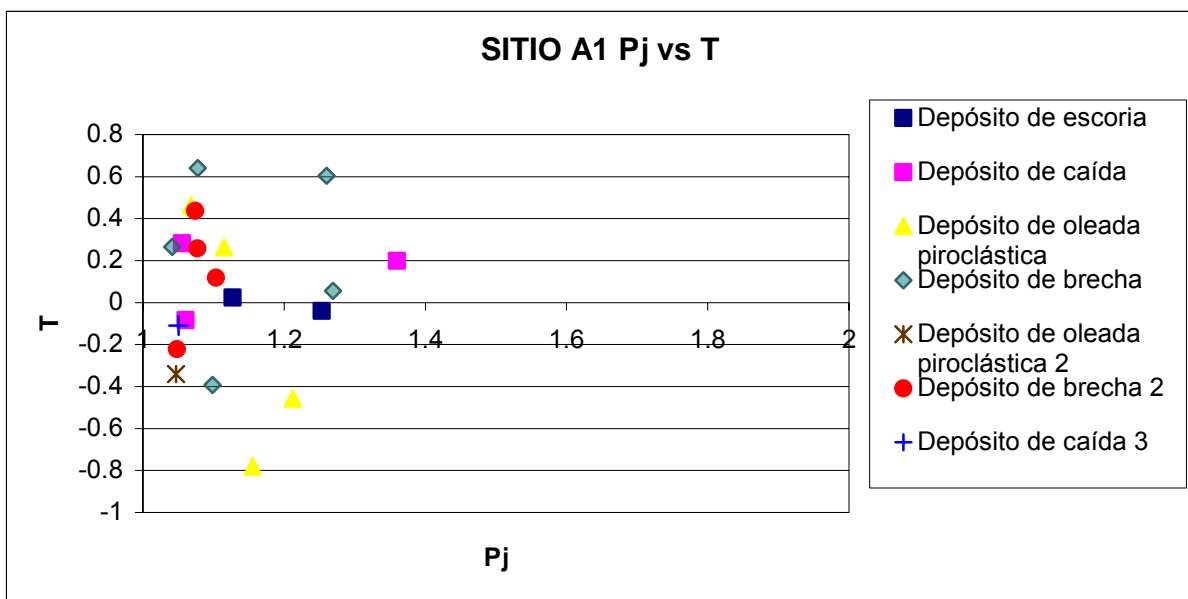


Fig. IV.15 Gráfica de Pj vs T de los depósitos muestreados en la Alberca en la columna del sitio A1.

De estas muestras, se escogieron muestras piloto para medir los ciclos de histéresis magnética, los datos obtenidos aparecen en la (Fig. IV.16 a-c).

Muestra

(k)

P

L

F(k2/k3)

E(K1/k2)

Sitio A1

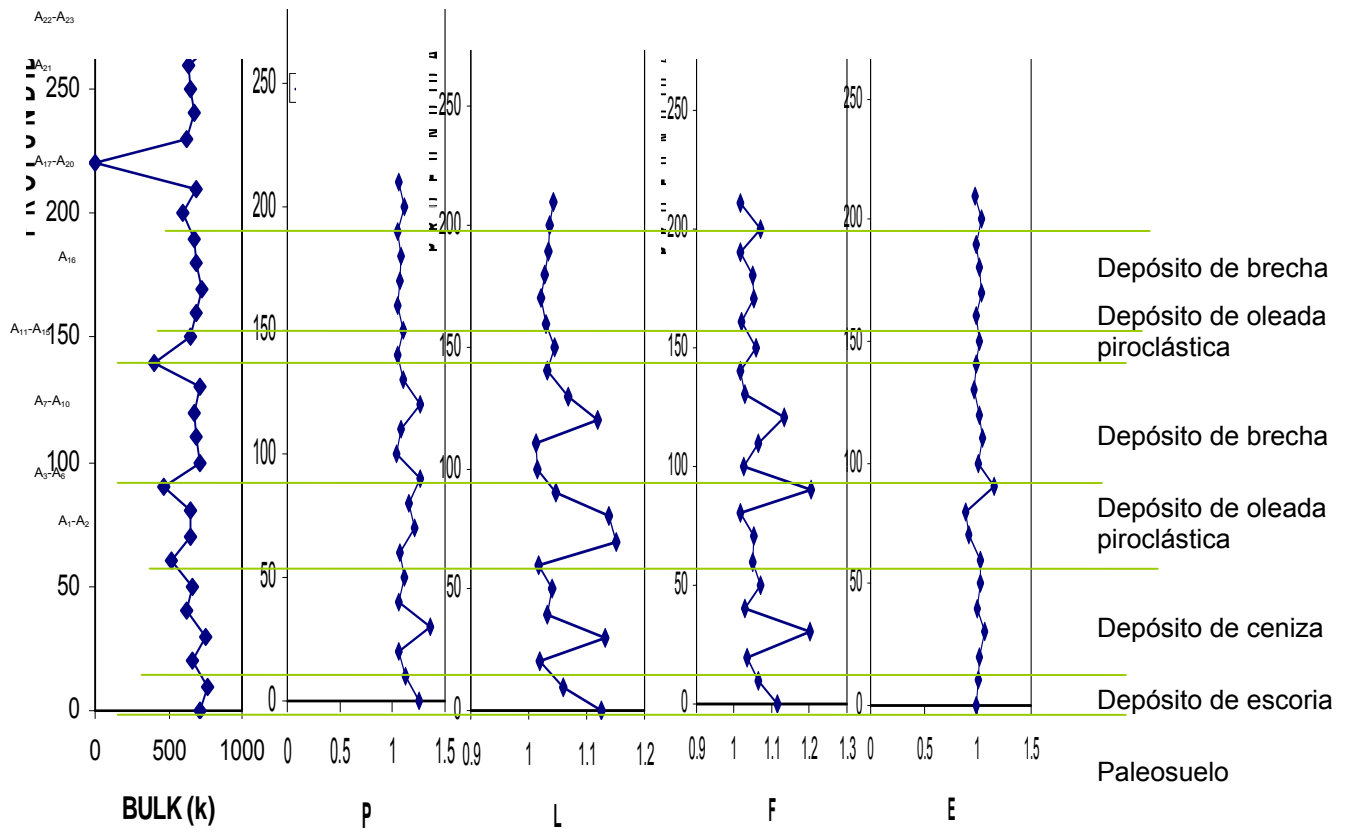


Fig. IV.14 Muestras tomadas en el sitio A-1 La Alberca y propiedades magnéticas asociadas.

Tabla IV.3 Datos de Parámetros magnéticos del sitio A-1 en el maar de La Alberca

De la muestra A-14 se tomaron tres micromuestras de las cuales podemos ver que las curvas de histeréisis magnética son similares, presentando curvas de dominios simples y una cierta tendencia horizontal que nos hace pensar que pueda existir una componente con minerales superparamagnéticos.

La variación de la magnetización es muy pequeña y la curva tiene una tendencia muy plana, este comportamiento de acuerdo con Dunlop, D.J y Özdemir Ö. (1997); pudiera ser similar al que se presenta para los minerales de dominio simple y pseudo-simple, donde no es necesario que el campo magnético aplicado sea grande para observar un cambio sustantivo en la magnetización, sino que el cambio tiene una variación muy pequeña de rango.

También en la muestra A-14a, parece presentarse en la curva lo que se conoce como cintura de avispa (wasp-waisted) que de acuerdo con Tauxe, L. et al (1996); es una distorsión común que se presenta en estos diagramas y que puede ser el resultado de la combinación de dos fases magnéticas con coercitividades ampliamente diferentes o combinando los comportamientos de dominios sencillos y superparamagnéticos (Pick y Tauxe, L (1973); Jackson, et al. (1993)).

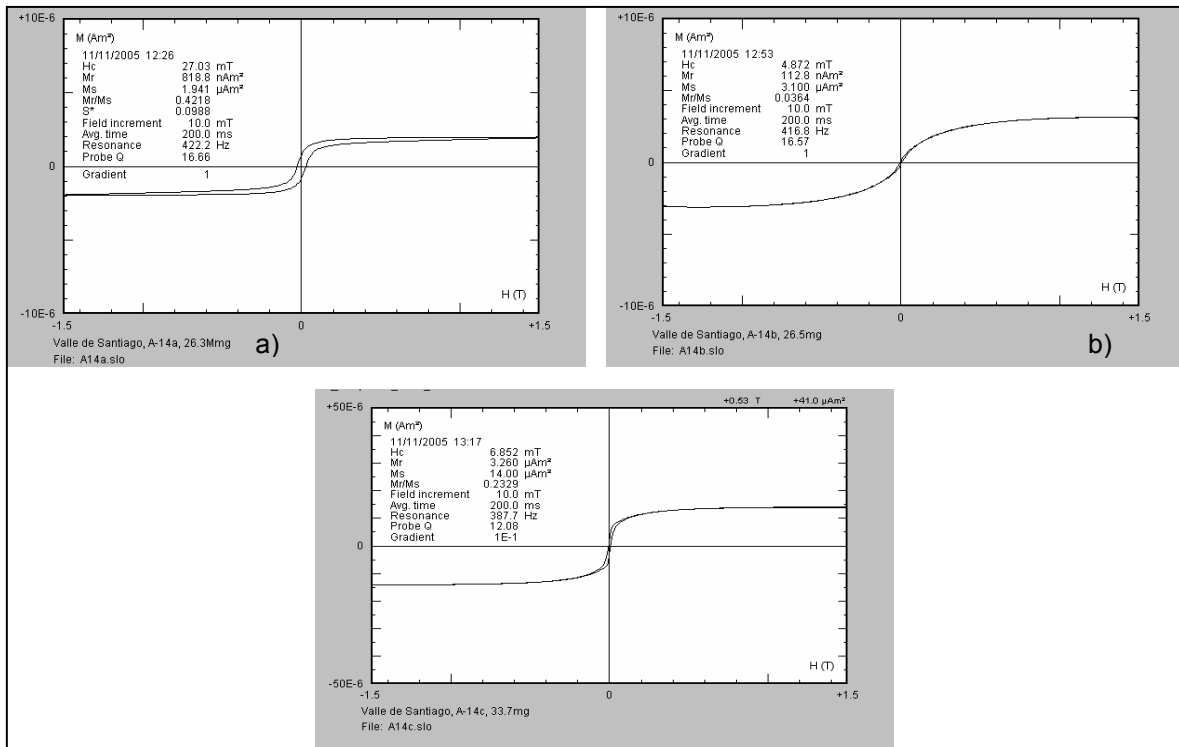


Fig. IV.16 Diagramas de Histéresis magnética para las muestras A-14 del sitio A1 en la Alberca. a) Diagrama de la muestra A-14a, b) Diagrama de la muestra A-14b, c) Diagrama de la muestra A-14c.

En los resultados que se presentan, las curvas obtenidas con las mediciones de la muestra A3, se puede interpretar que corresponden con dominios simples, con ligeras variaciones en los valores de magnetización por ejemplo para la muestra A3a, de la (Fig. IV.17 a), casi no existe diferencia entre la curva de ida y la de regreso, ya que el intervalo entre las dos es muy pequeño, dando prácticamente una sola curva, mientras que para la muestra A3c, (Fig. IV.17c). presenta diferentes lecturas en su magnetización por lo que sus curvas se presentan separadas y dan la impresión de tener una distorsión que se conoce como cintura de avispa. La cual como se mencionó anteriormente puede ser debido a la combinación de dos fases magnéticas.

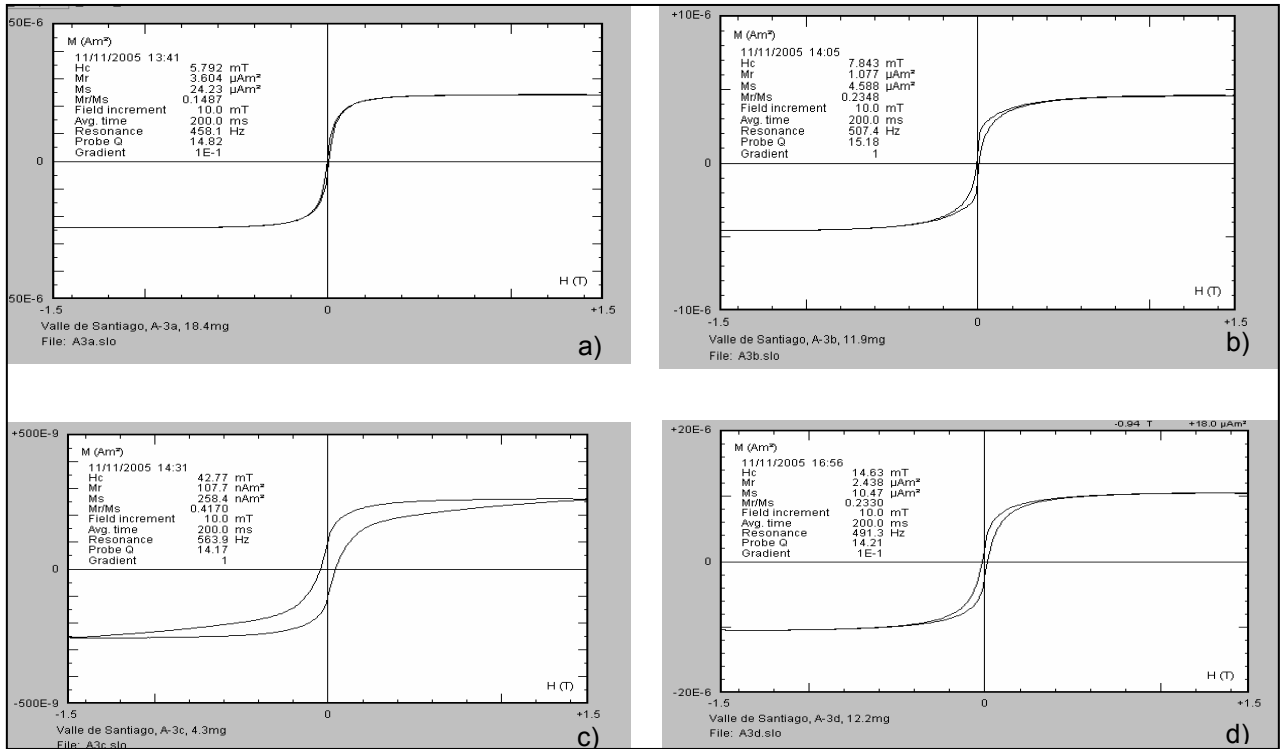


Fig. IV.17 Diagramas de Histéresis magnética para las muestras A-3 del sito A1.
a) A3a, b)muestra A3b, c) muestra A3c y d) muestra A3d.

La última muestra medida en este sitio es para la A-8 donde el diagrama de histéresis magnética (Fig. IV.18), de la misma muestra una curva normal de dominio simple con una variación en la magnetización muy pequeña .

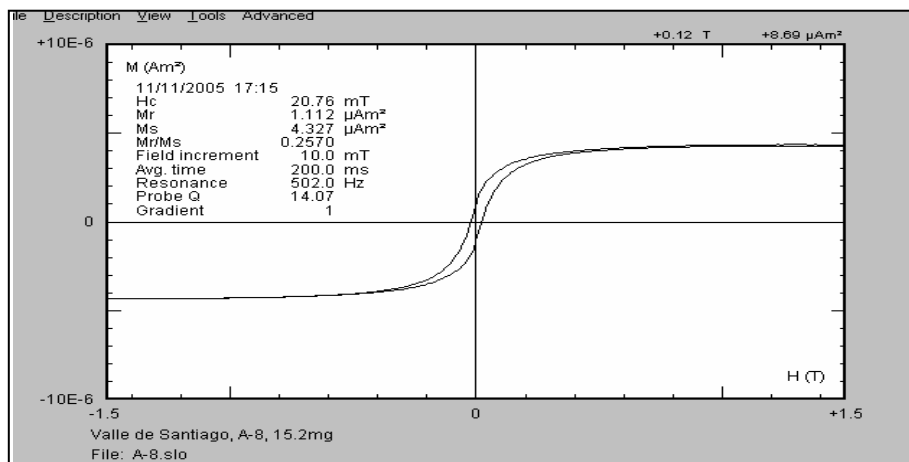


Fig. IV.18 Diagrama de Histéresis magnética para la muestra A8.

Los datos obtenidos se grafican en el diagrama de Day, (Fig. IV.19). En este diagrama, los puntos en color verde corresponden con los datos obtenidos del sitio A. De las ocho muestras medidas, tres se ubican dentro del diagrama cercanos a la curva de dominios simples (rombos), mientras que otros tres datos presentan una cierta alineación horizontal hacia el dominio de los pseudo-simples aproximadamente entre los 40 y 60% de las curvas de los dominios simples multidominios.

Esto también fue observado en los diagramas de la muestra A-14. Los últimos dos datos se observan en la parte superior del diagrama donde también uno de ellos presenta una tendencia a la horizontal y se encuentran muy cercano a la curva de los superparamagnéticos, mientras que el último se observa entre la curva de multidominio y de superparamagnéticos, cercano al 20%.

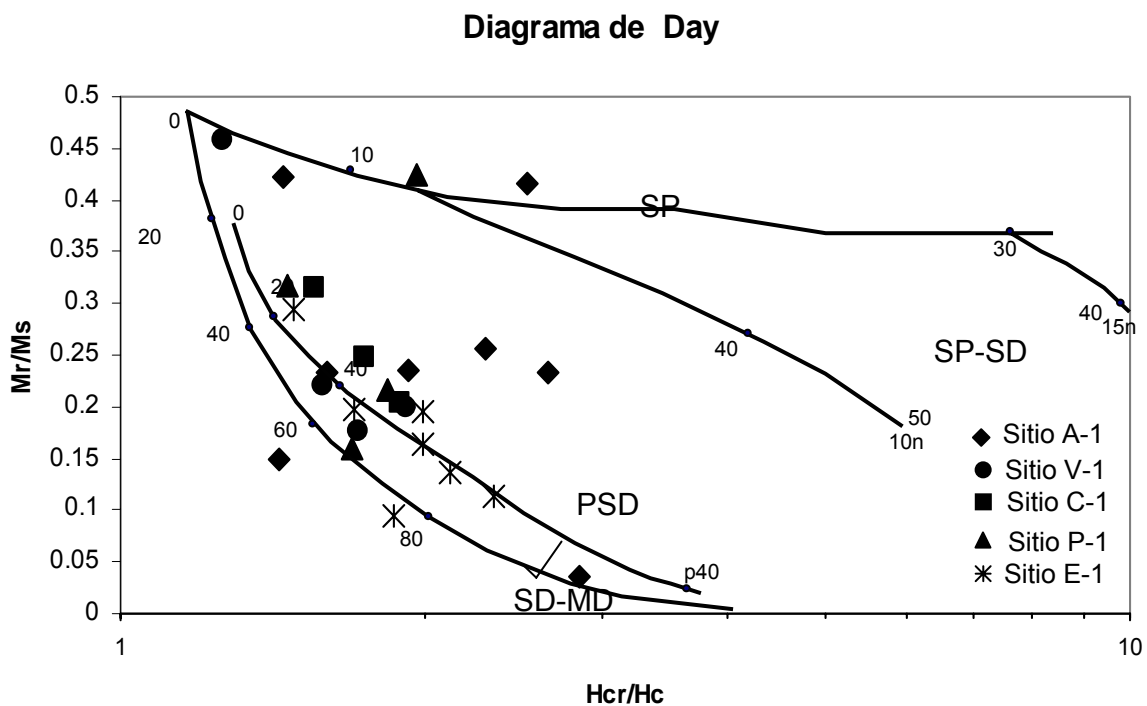


Fig. IV.19 Diagrama de Day, de cocientes de parámetros de histéresis para los depósitos piroclásticos de los maeres de Valle de Santiago VdS, de acuerdo con Dunlop, D.J. 2002 1y2.

SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y FÁBRICA

En el Sitio A1 se tomaron muestras identificándose depósitos de brecha, caída y oleada piroclástica.

Los depósitos de brecha, que se dividieron en dos; son mostrados a continuación en las (Fig. IV.20 y IV.21) respectivamente. La brecha 1 muestra la componente K_3 con una distribución de tres conjuntos de datos, que en el diagrama de densidad parecen agruparse a lo largo de un plano noroeste-sureste, pero que mantienen la dirección esperada para la componente K_3 de noreste-suroeste individualmente, siendo en el caso de este flujo que esta componente K_3 es la que presenta la dirección más similar a la dirección esperada de aporte y cosa que es diferente a la observada en el sitio de RdP, donde la dirección de aporte es interpretada de los resultados de la componente K_1 . En este caso tendríamos algo similar a lo reportado por Hrouda, 1982; Tarling y Hrouda, 1993.

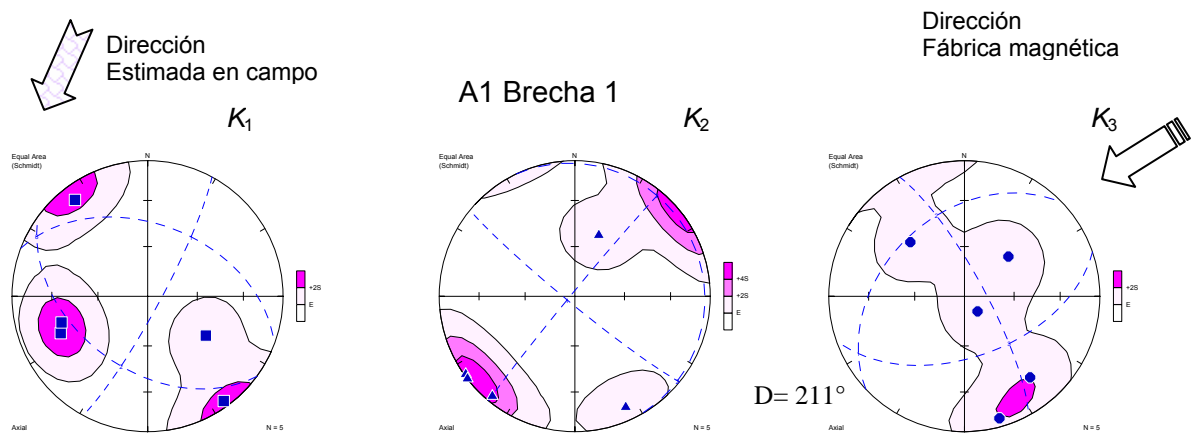


Fig. IV.20 Diagramas de igual área en el hemisferio inferior para el flujo No.1 del sitio A1 en el maar de la Alberca.

Para la brecha 2 que también fue muestreada en la columna A-1 se tiene en la componente K_3 un buen agrupamiento en dirección noreste, por lo que en este depósito también la componente K_3 indica la dirección de flujo.

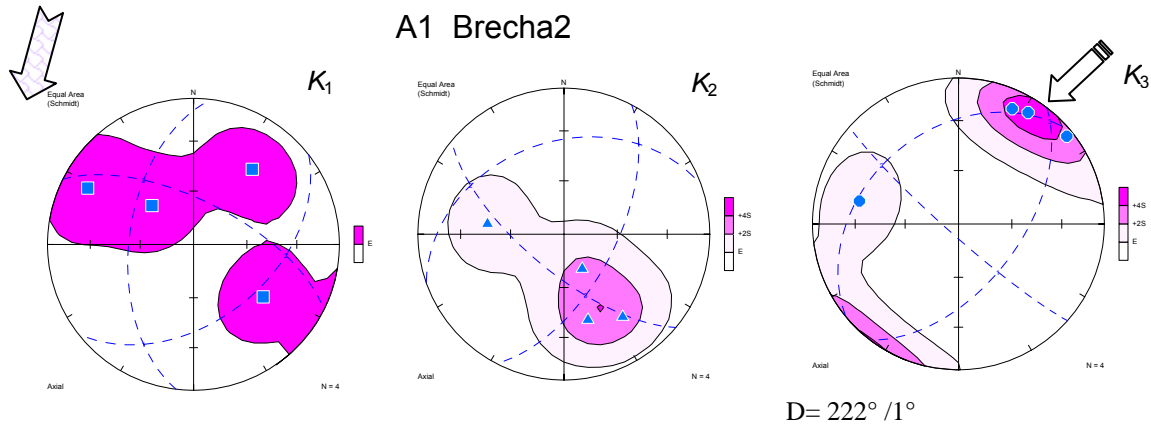


Fig. IV.21 Diagramas de las componentes principales de anisotropía de susceptibilidad magnética con conteos de densidad.

Para los depósitos de caída, que dieron una respuesta en la forma de la anisotropía similar a otros depósitos del mismo tipo, no fueron concluyentes los datos de direcciones de las componentes K_1, K_2 y K_3 .

En el resumen de los datos del sitio A-1 (Fig. IV.22), se observan los diagramas totales de los diferentes depósitos muestreados.

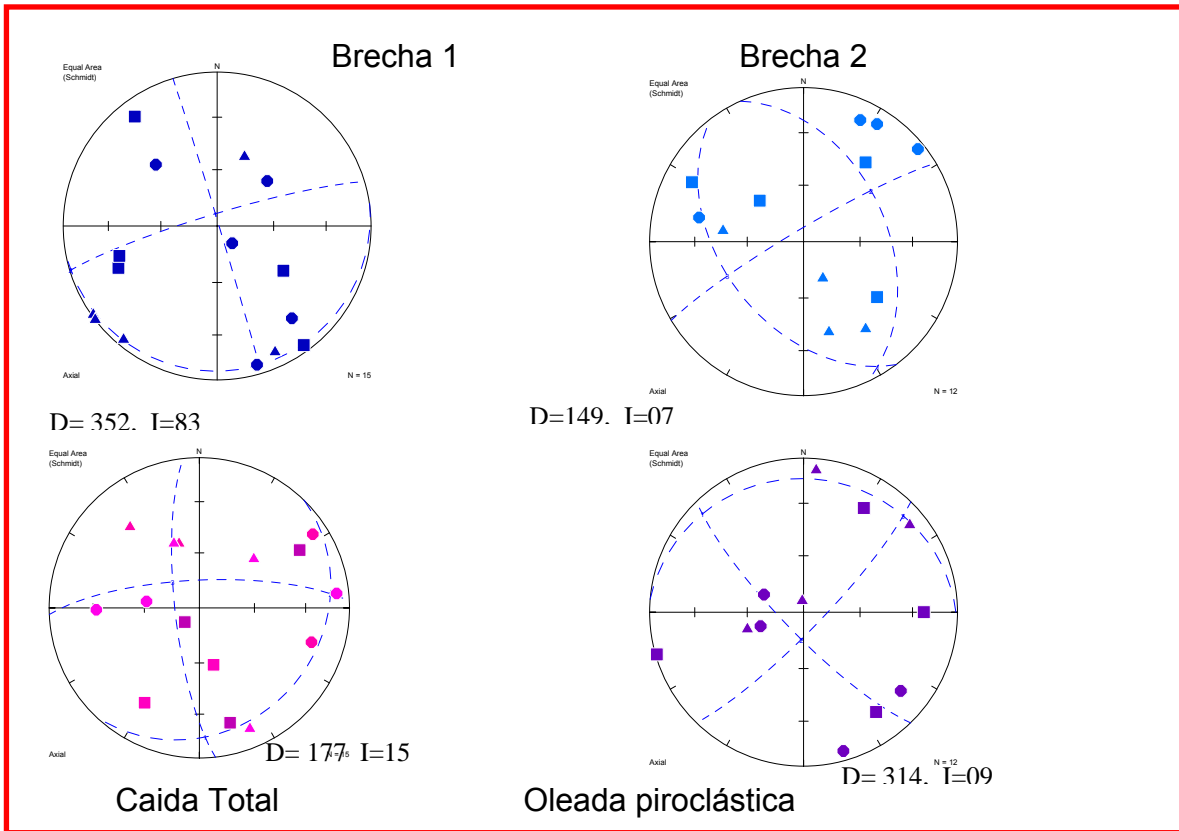


Fig. IV.22 Se muestran en la figura los diagramas totales de las tres componentes K_1 , K_2 , K_3 del elipse de anisotropía de susceptibilidad de cada uno de los depósitos estudiados en el sitio A1 del maar de la Alberca.

SITIO B1

PROPIEDADES MAGNÉTICAS

El sitio B1 se ubica al sureste de La Alberca en el interior del cráter, en este sitio los valores de la susceptibilidad fluctúan entre 800 y 1000 $SI \times 10^{-5}$, en la (Fig. IV.23) se presentan sus parámetros magnéticos y en la (Tabla IV.4), los datos de los mismos.

En este sitio los depósitos que se muestrearon son depósitos de gravas y ceniza con estructura laminar, que varían verticalmente a una estratificación cruzada con capas de 10 cm de brecha intercaladas, se clasificaron como depósitos de oleada piroclástica. Sobreyaciendo a estas oleadas se tienen depósitos de brechas con fragmentos líticos de 18-40 cm de diametro intercalados con capas de ceniza fina de estratificación laminar donde se observan huellas de impacto y lapilli acrecionado. Estos depósitos se repiten casi 4 m y hacia la cima termina la columna con depósitos de oleadas piroclásticas muy delgadas.

El valor de P_j varía entre 1 y 1.5 para algunos puntos pero se puede decir que la mayoría de las muestras tienen un valor muy cercano a 1 con lo que el valor de la anisotropía es bajo, mientras que el parámetro $L=(K_1/K_2)$ presenta variaciones grandes los valores fluctúan entre 1 y el 1.15 para cuatro muestras. El parámetro $F= (K_2/K_3)$ presenta valores entre 1 y 1.13 con dos valores de 1.2. El parámetro E tiene poca variación en los valores, estos fluctúan entre 0.8 y 1.2.

En el sitio B1 el diagrama del parámetro de forma T , (Fig. IV.24) datos de oleada piroclástica tienen una fábrica que se aprecian tanto con valores $0 < T < 1$ que significan formas obladas como $-1 < T < 0$ que representan formas proladas y una variación en el grado de anisotropía que va de 1.0 a 1.2. Esto se interpreta como congruente con el origen del depósito debido a que los flujos que los forman son turbulentos pudiendo presentar ambas formas del elipsoide.

Fig. IV.23 Diagramas de los diferentes parámetros magnéticos del sitio B1

Tabla IV.4 Datos de parámetros magnéticos del sitio B-1 en el maar de la Alberca

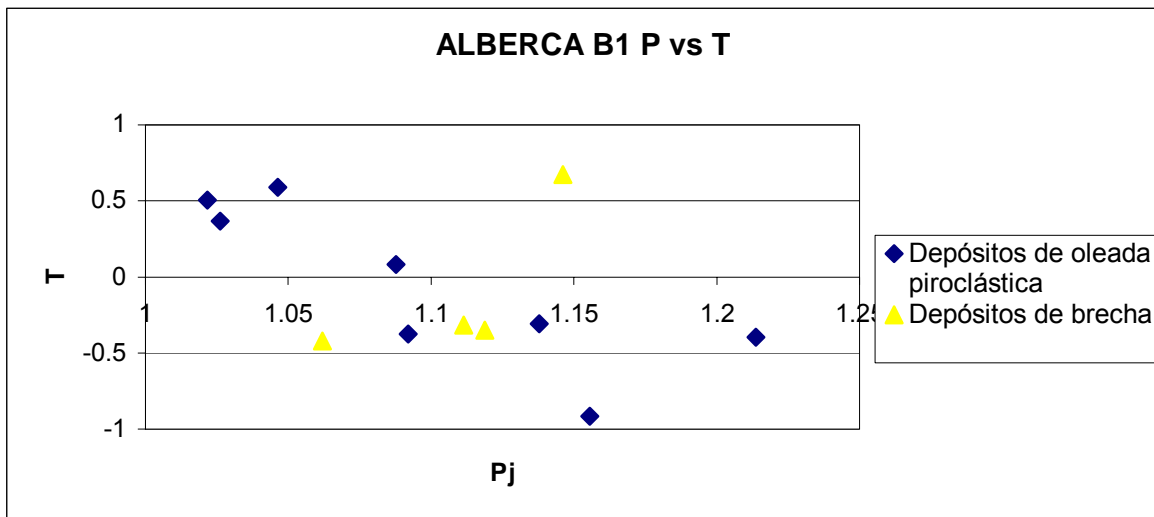


Fig. IV.24 Diagrama T vs Pj de los depósitos muestreados en el sitio B1 de la Alberca.

Los depósitos de brecha, presentan una fábrica prolada muy cercana al 0 digamos casi neutras, con un grado de anisotropía de casi 1.15 y un solo dato oblado, esto se debe probablemente a que la brecha tiene intercalados horizontes laminares sobre los cuales se observan huellas de impacto por lo que es posible que esos flujos intermitentes dentro de él sean los que se relacionan con estos tipos de fábricas. En ambos depósitos las formas de los elipsoides son congruentes con la naturaleza de los mismos.

SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y FÁBRICA

Para este sitio el análisis de componentes presenta rasgos semejantes a los observados en el sitio P1. En el primer depósito del sitio B1 tenemos que los diagramas de la componente K_1 en la (Fig. IV.25), muestran una tendencia a

formar dos agrupamientos en el diagrama, uno de ellos en el NW y el otro en el S-SE con una dispersión casi E-W como alargado. La componente K_3 se agrupa en una población hacia el centro del diagrama pero concentrados en una banda con dirección NE-SW. Para este depósito se consideró que es K_1 la componente que nos da la dirección de la oleada piroclástica lo que coincide con los datos de campo observados.

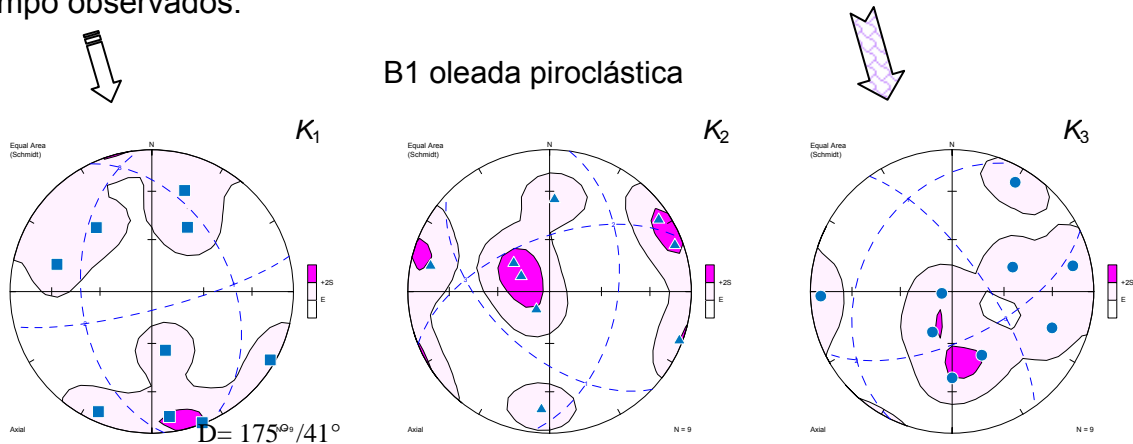


Fig. IV.25 Diagramas de igual área en el hemisferio inferior para los datos de las componentes de anisotropía magnética K_1 , K_2 y K_3 del flujo 1 en el sitio B1.

En el siguiente depósito se observa que la componente K_1 (Fig. IV.26), presenta dos poblaciones o tendencias sobre una dirección NW-SE, La componente K_3 , presenta también una banda bien definida a lo largo de la cual los datos se agrupan ligeramente, esta dirección es NE-SW .

Al comparar los datos esperados en campo con los datos obtenidos en este depósito se puede observar que a pesar de la dispersión presentada, los datos de la componente K_1 son los que se acercan a la dirección de aporte esperada. (Elwood (1982)).

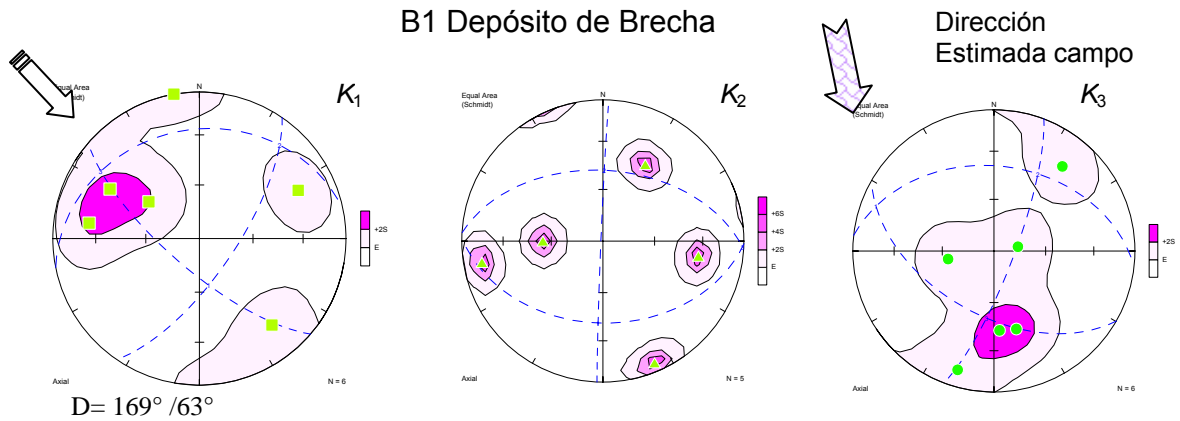


Fig. IV.26 Diagramas de igual área con conteo de densidad para los datos del flujo 2 reportado en el sitio B1 en el maar de la Alberca.

El diagrama del resumen del sitio B, se muestra en la (Fig. IV.27), donde se observan los diagramas totales de los depósitos.

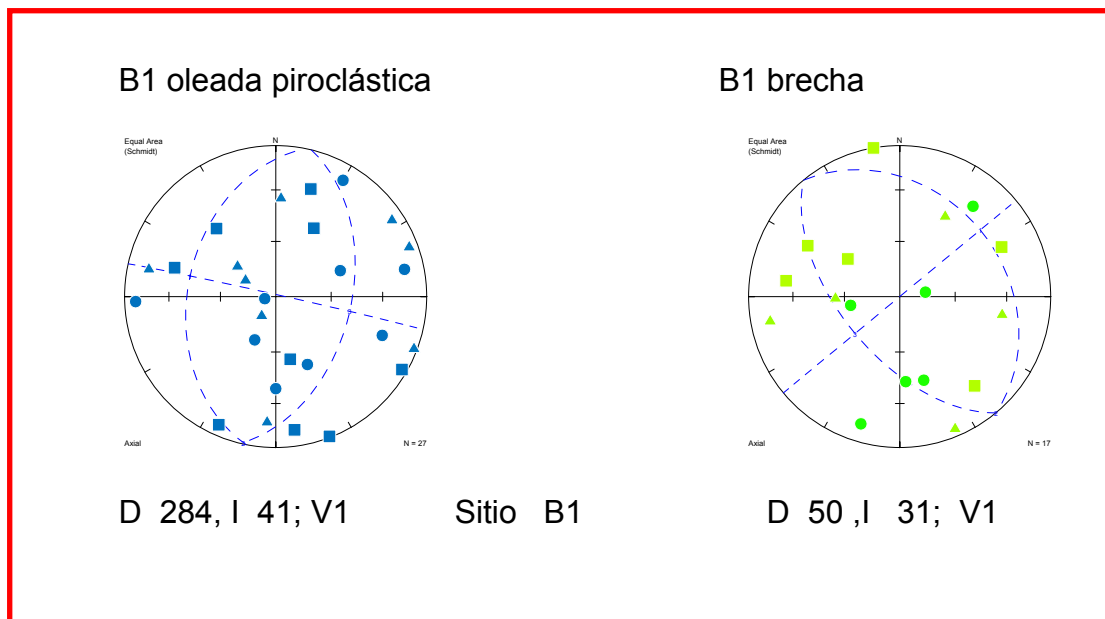


Fig. IV.27 Diagramas totales de las componentes de anisotropía para cada depósito del sitio B1, en el maar de la Alberca.

IV.3.3 MAAR DE LA CINTURA SITIO LC-1

PROPIEDADES MAGNÉTICAS

El muestreo se llevó a cabo en esta estructura en la parte E-SE. En este sitio observamos que el valor de la susceptibilidad magnética tiene un rango de variación un poco más amplio, los valores van de 400 hasta casi 800 SI. En la (Fig. IV.28), se observan los diagramas de los parámetros magnéticos.

Los valores del grado de anisotropía magnética P son muy constantes y cercanos van de 1.5 a 2.3 por lo que se puede considerar media. Los valores de la lineación varían de 1 a 2 y los de la foliación van de 1.15 a 2.4 (Tabla IV.5).

Los depósitos muestreados en este maar corresponden con una secuencia alternante de sedimentos con lapilli de hasta 7 cm de espesor, separadas por capas de ceniza laminar de color gris oscuro con algunos fragmentos angulosos de líticos de composición basáltica o fragmentos juveniles de tamaño pequeño alternados con capas de toba de color gris pardo de 130 cm de espesor burdamente estratificadas y capas de ceniza fina y media masivas con algunos clastos. Se consideraron por sus características observadas dos depósitos de oleadas piroclásticas, alternados por depósitos de flujo.

En los datos del sitio al comparar el parámetro del grado de anisotropía P_j contra el parámetro de forma T , tenemos que se presentan formas obladas y proladas. La fábrica de los depósitos de flujo varían de Proladas a Obladas y su variación en

el grado de anisotropía es aproximadamente de 1. Los depósitos de oleada piroclástica tienen fábrica oblada y su valor de grado de anisotropía es muy similar casi 1.5, estos depósitos por su naturaleza pueden presentar cualquiera de las dos formas de anisotropía.

Los depósitos de la oleada piroclástica 2 presentan una fábrica neutra y su grado de anisotropía es cercano también a 1.5. (Fig. IV.29).

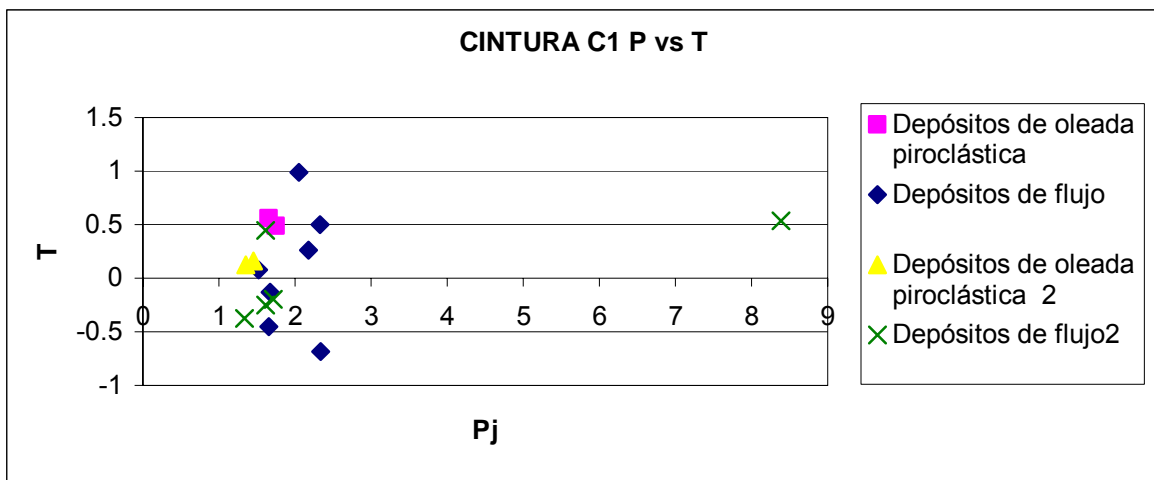


Fig. IV.29 Gráfica de forma contra grado de anisotropía del sitio C1 La Cintura LC

Los depósitos de flujo 1 presentan una variación en sus fábricas de prolada a oblada y su grado de anisotropía varía de 1.5 a 2.5 aproximadamente. Esta variación en la fábrica puede deberse a la heterogeneidad del flujo, ya que dentro de los mismos hay variaciones en el tamaño del grano y en el contenido, y los datos de las fábricas no están controlados por la posición de las muestras en el flujo. Este flujo presenta lentes de gravas con material juvenil y en algunos puntos se encuentra más consolidado o litificado que en otros.

Fig. IV.28 Diagramas de parámetros magnéticos del sitio C-1 en el maar de La Cintura.

Tabla IV. 5 Datos de parámetros magnéticos del sitio C-1 en el maar de la Cíntora

El flujo 2 presenta una fábrica magnética con una predominancia de datos de tipo prolados a neutros y algunos datos oblatos esta variación también se puede explicar por las características del flujo.

Además de la estimación de estos parámetros magnéticos se escogieron tres micromuestras del sitio para realizar con ellas mediciones de ciclos de Histéresis, las cuales fueron realizadas con el Micromag y los resultados obtenidos se presentan para cada una de las muestras Lc-18 y Lc18a en la (Fig. IV.30).

En estos diagramas se pueden observar dos tipos de curvas que no habíamos observado anteriormente. En la primera muestra la Lc-18 se observa una curva conocida como cintura de avispa típica. Esta curva corresponde de acuerdo con Tauxe, L., et al. (1996) a una distorsión común que puede ser el resultado de la combinación de fases magnéticas con coercitvidades ampliamente diferentes como pueden ser los minerales de dominios simples y los de comportamiento superparamagnético.

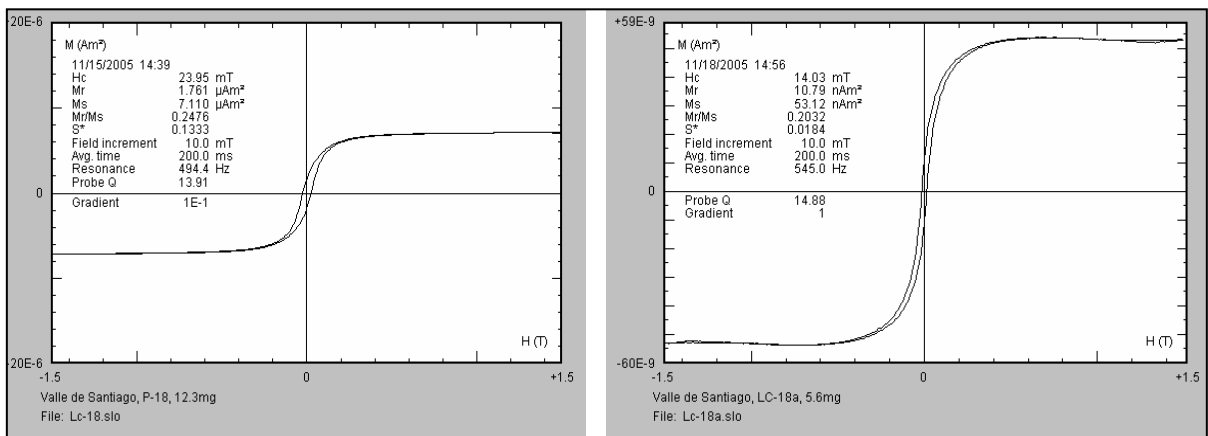


Fig. IV.30 Diagramas de Histéresis magnética para dos muestras del sitio LC-1.

La curva de la muestra Lc-18a, también presenta un comportamiento distorsionado pero a esta curva se le conoce como “potbellied”, este comportamiento es menos común pero no por eso es menos importante y también se interpreta como el resultado de dos fases magnéticas.

De las muestras medidas para este sitio, la última de ellas es la Lc-2, que se presenta a continuación en la (Fig. IV.31).

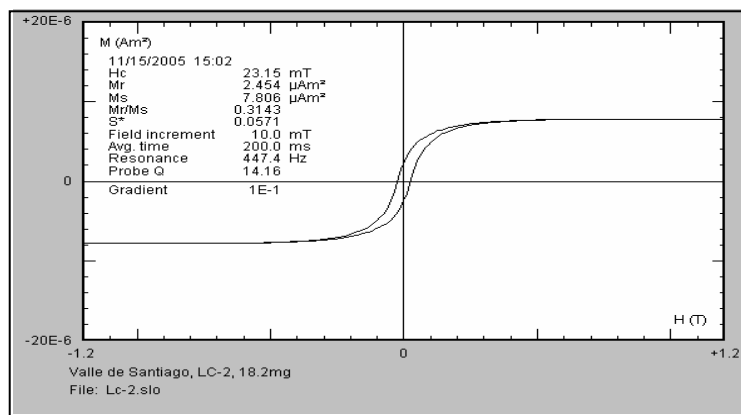


Fig. IV.31 Diagrama de Histéresis magnética de la muestra Lc-2 para el sitio de la Cintura .

En este diagrama que es más parecido a los diagramas anteriores vemos un comportamiento de dominio simple, para este depósito de flujo.

Con los parámetros obtenidos al realizar las mediciones de Histéresis magnética, se realiza también otro diagrama para completar la interpretación de estos resultados. Este diagrama es conocido como el Diagrama de Day y lo vemos en la (Fig. IV.32).

Los datos en forma de cuadrado son los correspondientes a este sitio y en el diagrama se observa una tendencia a seguir la curva que marca los datos teóricos de los multidominio y al mismo tiempo se observa una tendencia de los datos a entrar hacia el lado de los minerales de pseudo dominio simple, lo que concuerda con los datos obtenidos en los diagramas de Histéresis, de que existe más de un tipo de dominios magnéticos en los minerales portadores de la magnetización.

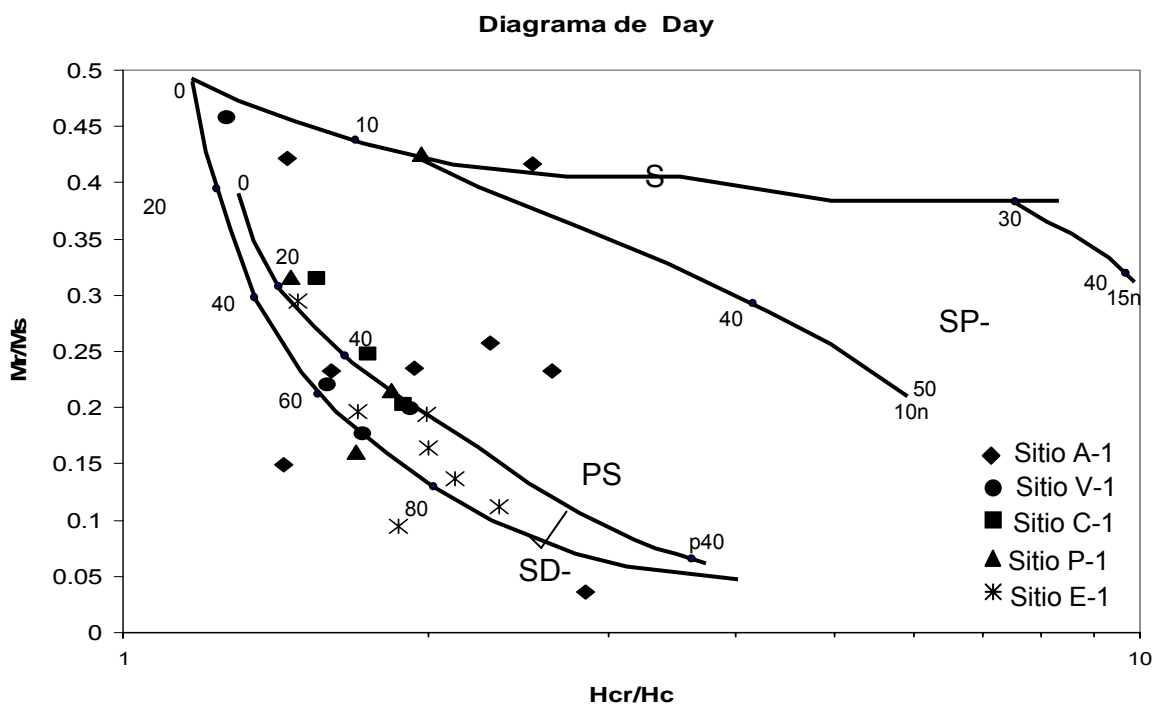


Fig. IV.32 Diagrama de Day para los sitios muestreados en VdS.

SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y FÁBRICA

Para el depósito de flujo 1 los diagramas de componentes K_1 , K_2 y K_3 se muestran en la (Fig. IV.33), donde la componente K_1 tiene una población agrupada en dirección este con una amplia dispersión que abarca tanto hacia el norte como

hacia el sur. La componente K_3 presenta una dirección sureste-noroeste, sin que ninguna de las componentes definan la dirección esperada de emplazamiento del depósito.

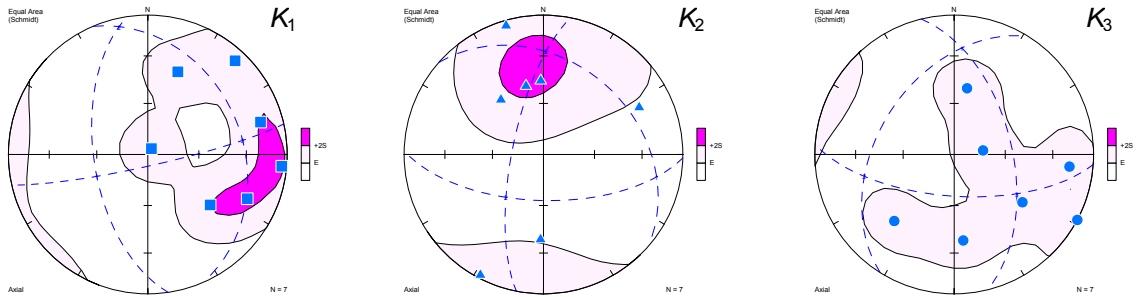


Fig. IV.33 Diagramas de igual área con conteo de densidad para los datos de las componentes K_1 , K_2 y K_3 del flujo 1 en el mar de la Cintura.

Para el flujo 2 en la (Fig. IV.34) se observan los diagramas de las componentes K_1 , K_2 y K_3 . La componente K_1 presenta una alineación o “girdle” a lo largo de una dirección casi norte-sur con una tendencia al noroeste-sureste pero en la porción este del diagrama. La componente K_3 , se presenta en una dirección noreste-suroeste, las cuales no están relacionadas a la dirección de emplazamiento esperada.

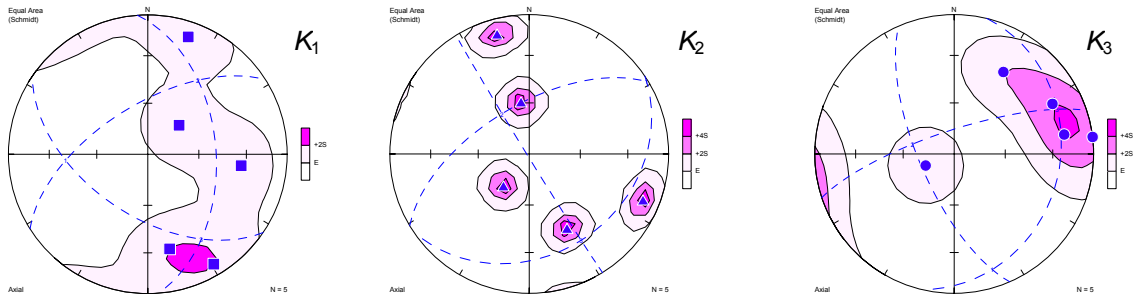


Fig. IV.34 Diagramas de igual área para las componentes K_1 , K_2 y K_3 del depósito de flujo 2 del mar de la cintura.

En los datos observados en estos depósitos, no existe uno que represente la dirección del flujo o depósito esperado, las dispersiones son altas (Fig. IV.35).

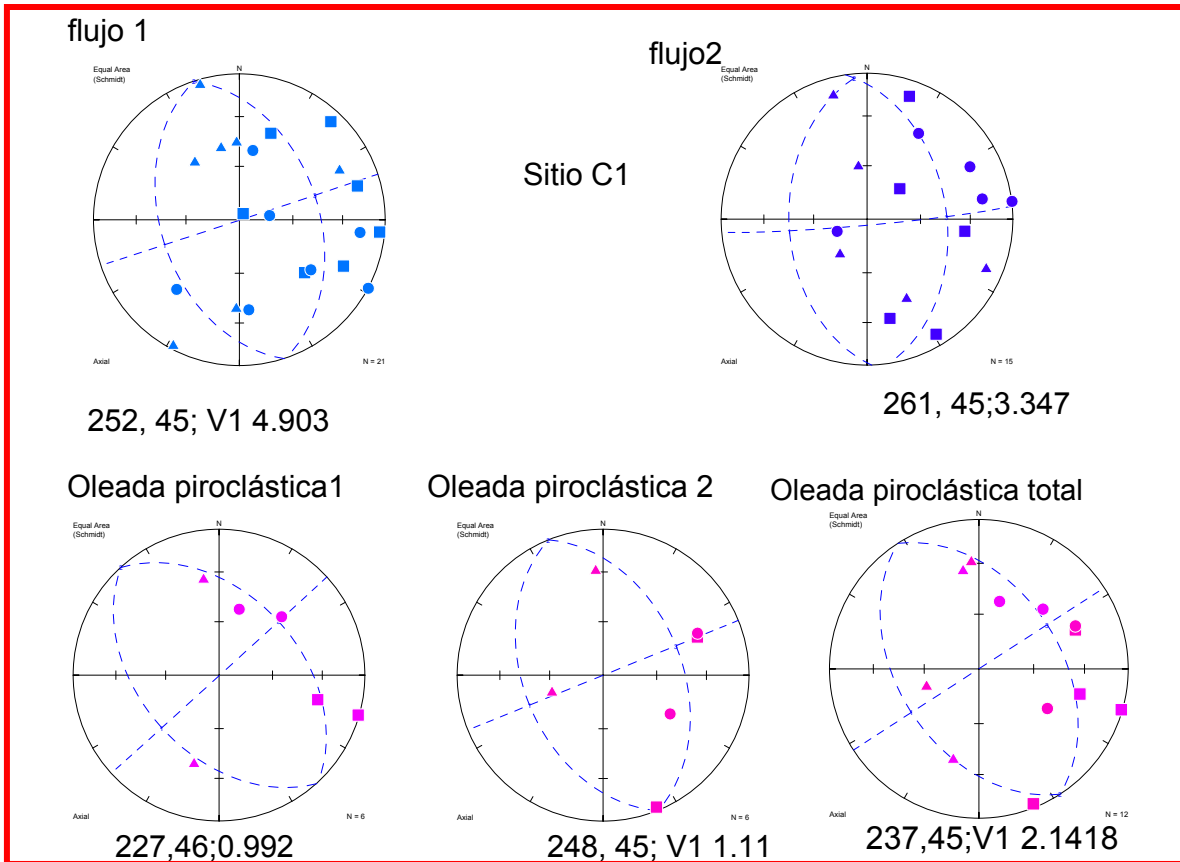


Fig. IV.35 Diagramas totales de las componentes de anisotropía para cada depósito del sitio C1, en el maar de la Cintura.

IV.3.4 MAAR DE ESTRADA SITIO E-1

PROPIEDADES MAGNÉTICAS

Esta estructura se encuentra ubicada en la porción media del alineamiento existente de maars en VdS, es una estructura con características diferentes a las demás estructuras encontradas. Estas diferencias se notan desde la composición

de la misma, hasta los tipos de productos que se presentan, debido a que es la única estructura de composición ácida, cosa que no se observa en los otros maars y también es una estructura que está formada casi totalmente de productos de caída y oleadas piroclásticas.

Las propiedades magnéticas de este sitio fueron medidas al igual que en las demás estructuras. Los valores de la anisotropía magnética son los más bajos de toda el área, ya que registran lecturas de entre 100 y casi 400 SI (para una muestra); esto se debe precisamente a la composición ácida de los depósitos y por lo tanto a la baja concentración de minerales magnéticos presentes. Los valores del grado de anisotropía P, de lineación L y foliación magnética F, (Tabla IV.6), presentan variaciones fuertes en las gráficas realizadas, donde existen valores bajos en la parte inferior del muestreo a partir de la cuarta muestra y se conservan así por cuatro muestras más para posteriormente tener un valor anómalamente alto para la muestra 8 y volver a bajar a partir de ahí y hasta muestra 14 que es la antepenúltima donde comienzan a subir de nuevo los valores (Fig. IV.36).

En las gráficas realizadas Pj vs T, los valores de fábricas obladas se presentan en diez de las muestras tomadas, mientras que el resto presenta fábricas proladas, con una variación considerable del valor de la anisotropía, esta gráfica es significativamente diferente de las anteriores que se agrupan casi en el mismo valor de anisotropía y son positivos o negativos los valores de T, lo que no sucede en este sitio (Fig. IV.37). Haciendo un análisis por depósitos, observemos que en

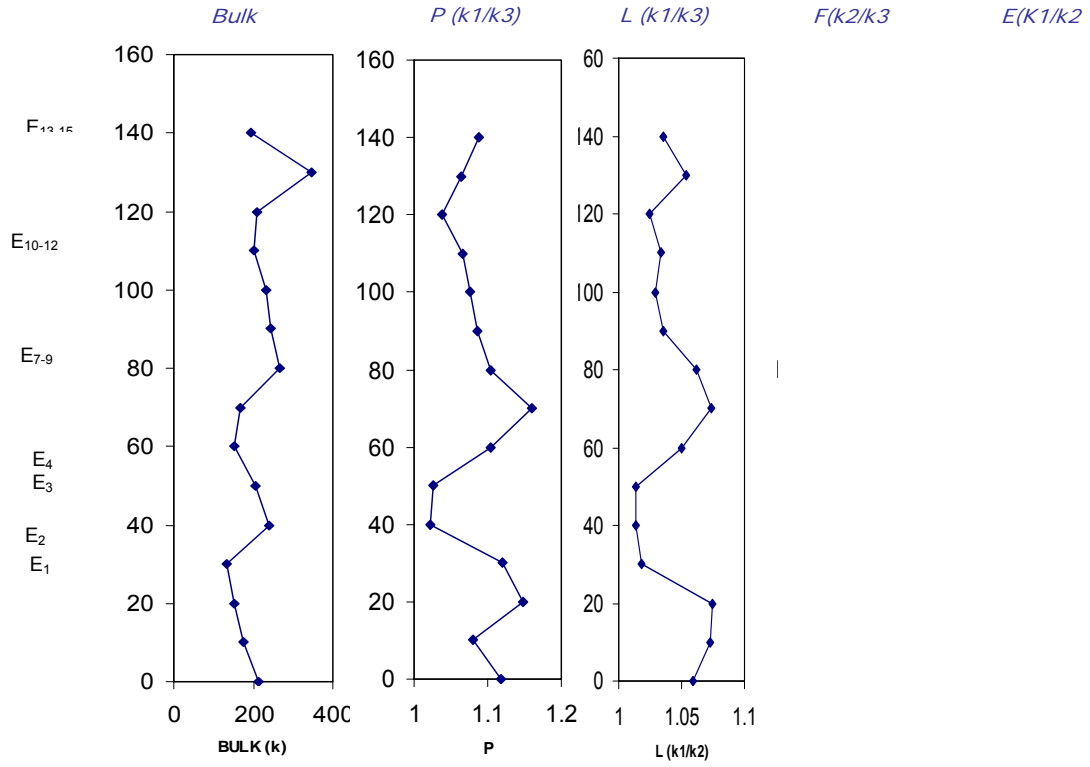


Fig. IV.36 Diagrama de las propiedades magnéticas del sitio E-1 en el maar de Estrada.

Tabla IV. 6 Datos de parámetros magnéticos del sitio E-1 en el maar de la Estrada

la columna se encontraron ocho tipos de depósitos y todos tienen fábricas diferentes.

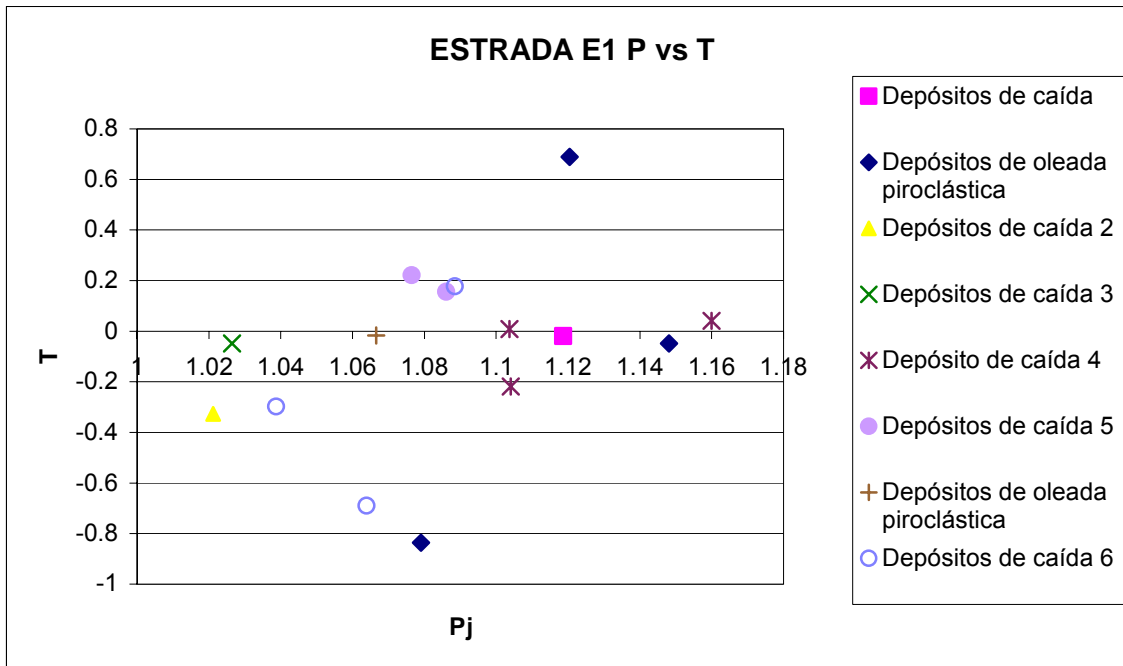


Fig. IV. 37 Diagrama de propiedades magnéticas Pj vs T de los depósitos del maar de Estrada.

El primer depósito de caída, presenta una forma de la fábrica neutra con un grado de anisotropía de 1.12 relativamente bajo. El siguiente depósito de oleada piroclástica presenta una variación en el grado de anisotropía más marcado y presenta una fábrica que varía de prolada a oblada pasando por la fábrica neutra.

El segundo depósito de caída presenta una fábrica prolada y un valor muy bajo de variación de anisotropía; los depósitos de caída 3 y 4 presentan una fábrica neutra en ambos casos y sus valores de anisotropía van de casi 1 a 1.16, que también es

bajo. El siguiente depósito que es un depósito de caída 5 presenta una fábrica oblada con una variación de grado de anisotropía muy pequeña y además es baja.

Los últimos dos depósitos, uno de oleada piroclástica presenta fábrica neutra y un valor de 1.06 de grado de anisotropía que también es bajo y el último depósito de caída presenta una fábrica que varía de oblada a prolada con valores de 1.04 a 1.09 de grado de anisotropía. En estos datos se observó que los depósitos de caída presentan fábricas neutras u obladas, este comportamiento se considera normal y se ha documentado en este tipo de secuencias por los que las formas de las fábricas son compatibles con el tipo de depósito.

Las fábricas magnéticas de los depósitos de oleada piroclástica presentaron esta variación debido a que los flujos del depósito son turbulentos y no existe una dirección preferencial, su comportamiento es similar a los presentados en otros sitios como la Alberca.

En el maar de Estrada, se escogieron las muestras para la medición de los ciclos de Histéresis los datos obtenidos para la muestra E-2 del sitio de Estrada, presenta una curva con un comportamiento característico de dominios simples. (Fig. IV.38).

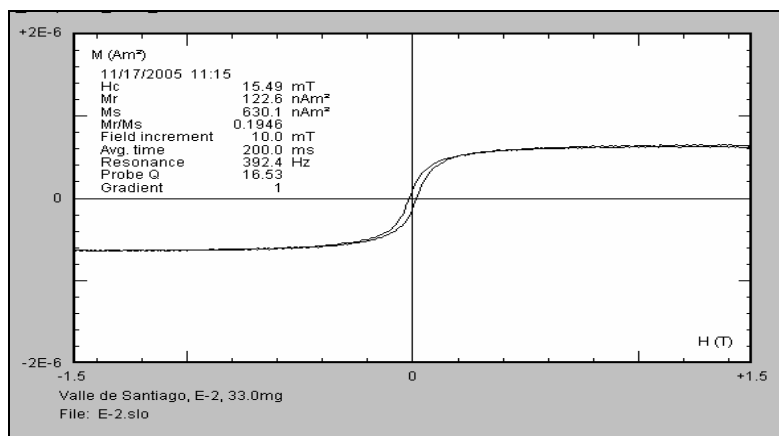


Fig. IV.38 Diagrama de Histéresis Magnética de la muestra E-2.

En la muestra E-20 se presenta una curva aún más cerrada que la anterior, donde se observa claramente el comportamiento conocido como cintura de avispa (Fig. IV.39) y esto puede ser indicativo de una combinación de dos fases magnéticas con coercitividades ampliamente diferentes o una combinación de comportamientos de dominio simple con superparamagnéticos.

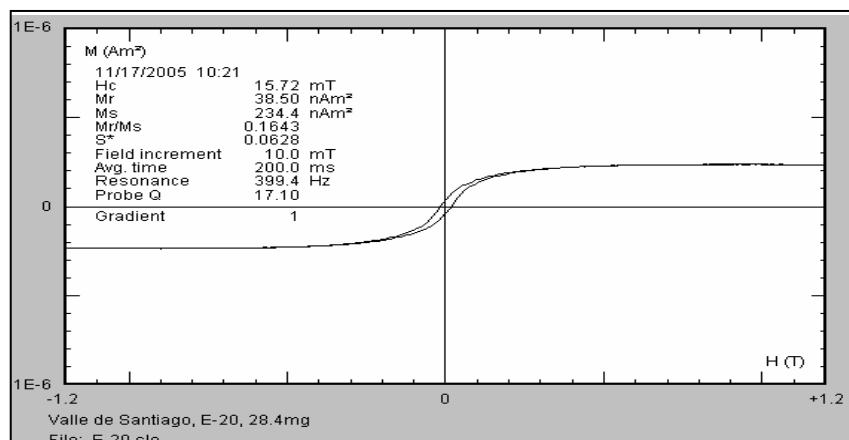


Fig. IV.39 Ciclo de Histéresis magnética para la muestra E-20.

En la figura (IV.40) correspondiente con la muestra E-20a, se observa la curva resultante del ciclo de histéresis, es una curva conocida como “potbellied”, este comportamiento es menos común pero no por eso es menos importante y también se interpreta como el resultado de dos fases magnéticas.

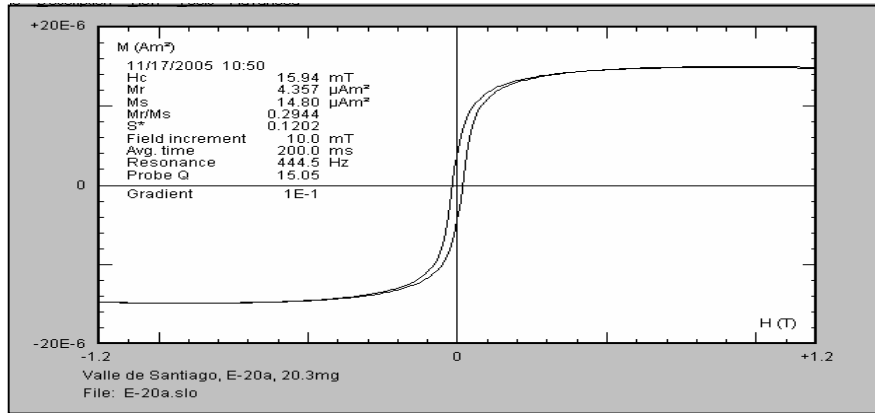


Fig. IV.40 Ciclo de histéresis de la muestra E-20a, curva conocida como "Potbellied".

Otra interpretación a los parámetros magnéticos de los datos de los ciclos de Histéresis es el Diagrama de Day. Los datos correspondientes al sitio de Estrada aparecen con asterisco y se posicionan entre las curvas de dominio simple y pseudo dominio simple lo cual corresponde con lo que se había interpretado para los ciclos de histéresis, que existen más de un tipo de minerales magnéticos. (Fig.IV.41).

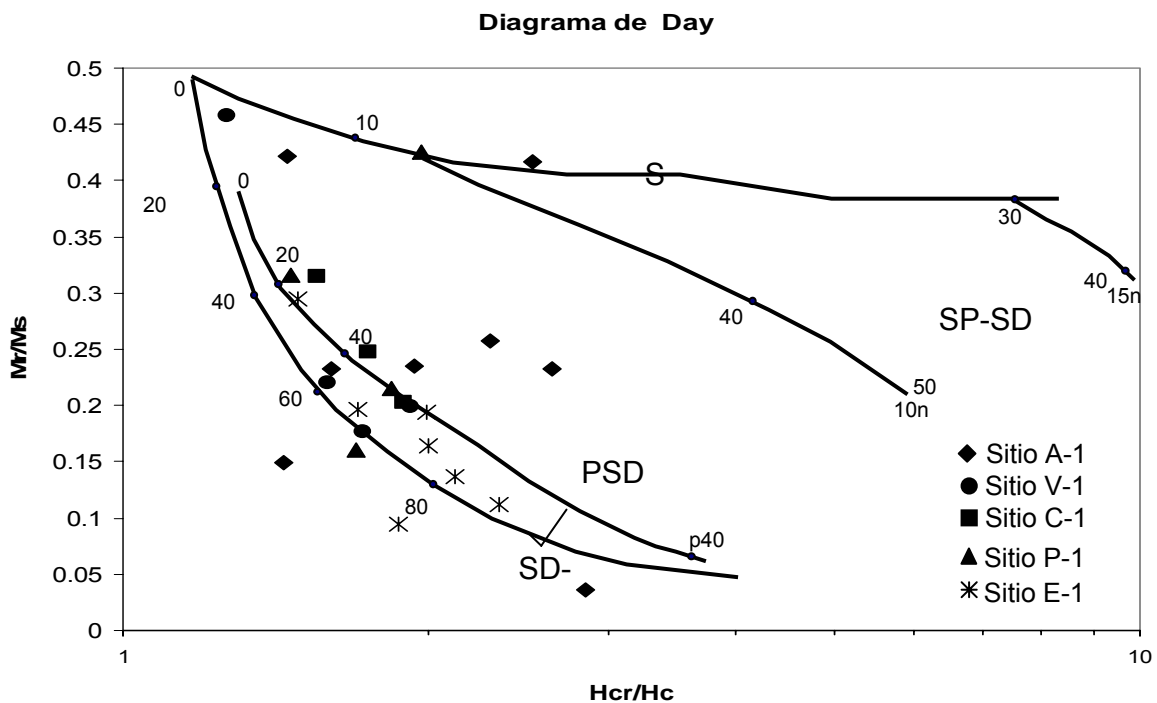


Fig. IV.41. Diagrama de Day del sitio E-1

SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y FÁBRICA

Los valores de los ejes K_1 , K_2 y K_3 , son mostrados a continuación en los diagramas elaborados para esto, sin embargo y a pesar de que los depósitos son de origen de caída las respuestas de los ejes no son las que se esperarían en este tipo de productos. La componente K_1 en la (Fig. IV.42) presenta tres poblaciones agrupadas a lo largo de una dirección NE-SW. Esta distribución no corresponde con los depósitos de caída que en general tienden a distribuirse alrededor del diagrama y con ángulos de inclinación muy bajos. La componente K_3 tampoco presenta el comportamiento esperado en los depósitos de caída ya que presenta dos poblaciones con diferencias sustanciales en el ángulo de inclinación con una dirección NW-SE. Este depósito pareciera comportarse más como un depósito de flujo que como un depósito de caída.

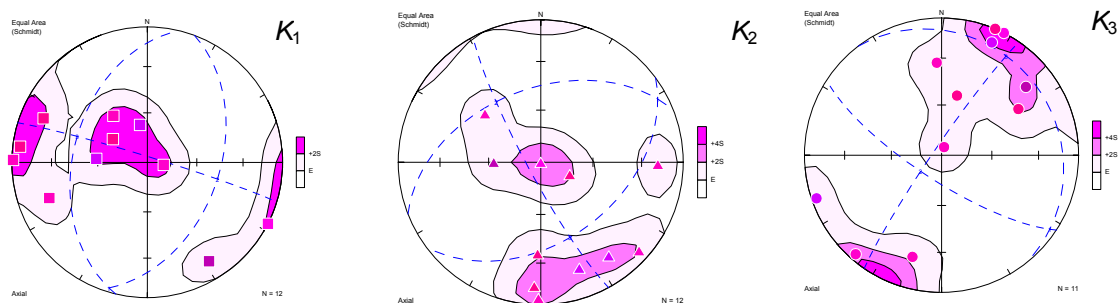


Fig. IV.42. Diagramas de igual área para las componentes K_1 , K_2 y K_3 de los depósitos de caída del maar de Estrada.

En los datos observados para los depósitos de oleada piroclástica, no se observa un patrón definido. En la (Fig. IV.43) se observa el resumen de los datos encontrados para el sitio E-1.

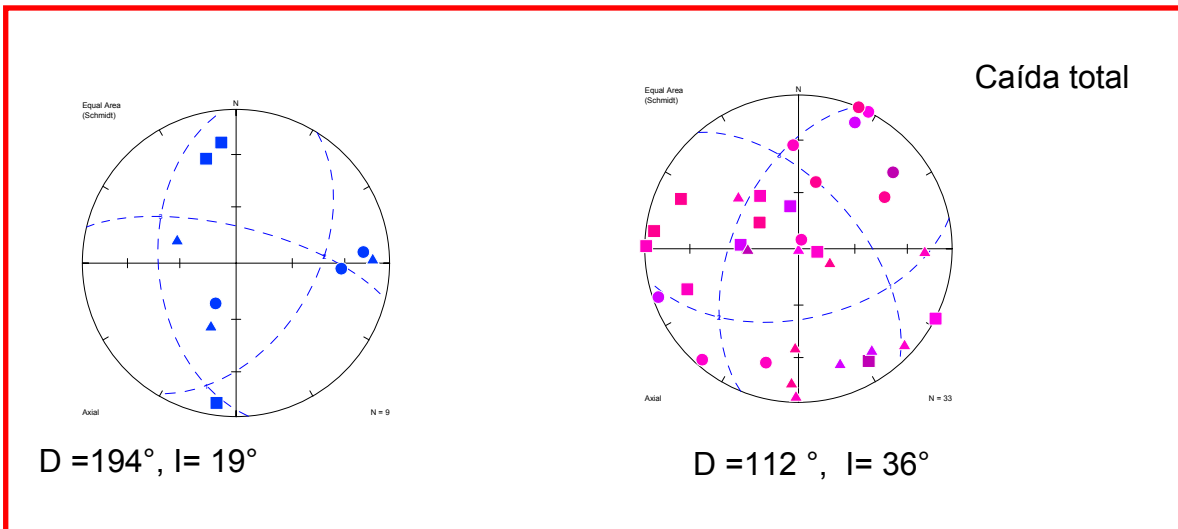


Fig. IV.43 Diagramas totales de las componentes K₁, K₂ y K₃.

IV.3.5 MAAR DE ÁLVAREZ SITIO V1

PROPIEDADES MAGNÉTICAS

Esta es la última de las estructuras estudiada paleomagnéticamente, se ubica al sur de la Cintura LC y es una de las estructuras más grandes e interesantes.

Las muestras tomadas para paleomagnetismo corresponden con la porción intermedia inferior de la misma en la (Fig. IV.44), se presentan las propiedades magnéticas de Álvarez, el grado de anisotropía magnética P presenta un valor promedio de 1.5 con una muestra anómala de 3.5 y tres muestras de 1.8, la más alta corresponde a una ceniza muy fina, los demás valores corresponden con depósitos en la base de los flujos y la brecha.

Los valores de susceptibilidad varían entre 400 y 800 SI que son aproximadamente iguales a los que se presentaron en la Cintura, esto se debe

probablemente a que su composición es semejante. En la (Tabla IV.7) se presentan los datos de los parámetros magnéticos graficados.

En el diagrama Pj vs T, (Fig. IV.45) las muestras del sitio presentaron valores tanto negativos como positivos, aunque los valores negativos son muy cercanos al 0, casi se puede decir que las fábricas son neutras y obladas, para todos los depósitos muestreados.

Sólo una muestra presenta un valor cercano al -2, este dato corresponde con la muestra no. 8 que es la cima de un depósito de Flujo y la base misma de otro depósito de Brecha sobre la cual descansan cenizas muy finas.

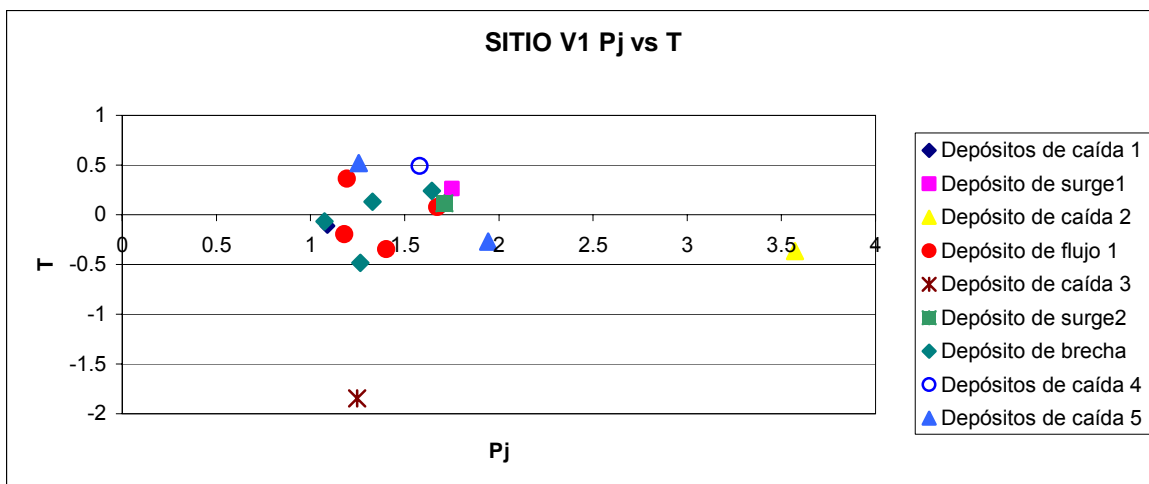


Fig. IV.45 Diagrama de Pj vs T, de los depósitos muestreados en el maar de Álvarez.

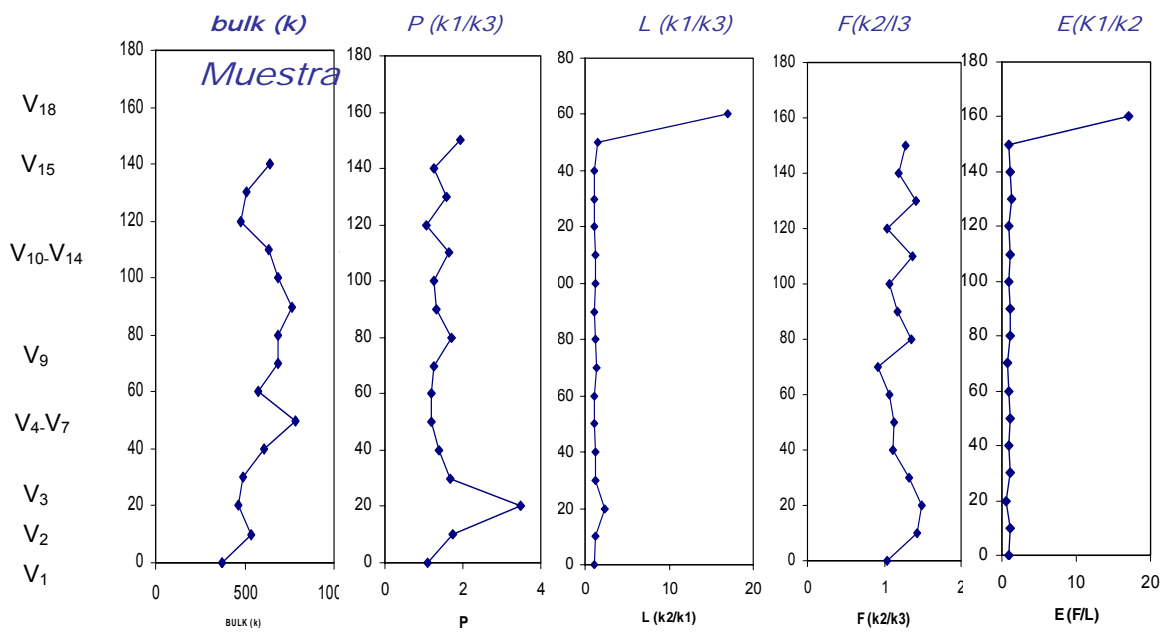


Fig. IV.44 Diagramas de parámetros magnéticos del sitio Álvarez V-1

Tabla IV.7 Datos de Parámetros magnéticos del sitio V-1 en el maar de Álvarez

En el mar de Álvarez, se escogieron las muestras para la medición de los ciclos de Histéresis los datos obtenidos para la muestra V-6 se presentan en la (Fig. IV.46). En este ciclo de histéresis, se observa una curva con un comportamiento típico de cintura de avispa, esto puede ser indicativo de una combinación de dos fases magnéticas con coercitividades ampliamente diferentes o una combinación de comportamientos de dominio simple con superparamagnéticos.

En el ciclo de Histéresis de la muestra V-15 (Fig. IV.46), se tiene una curva conocida como cintura de avispa, la cuál también es indicativa de más de dos tipos de facies magnéticas.

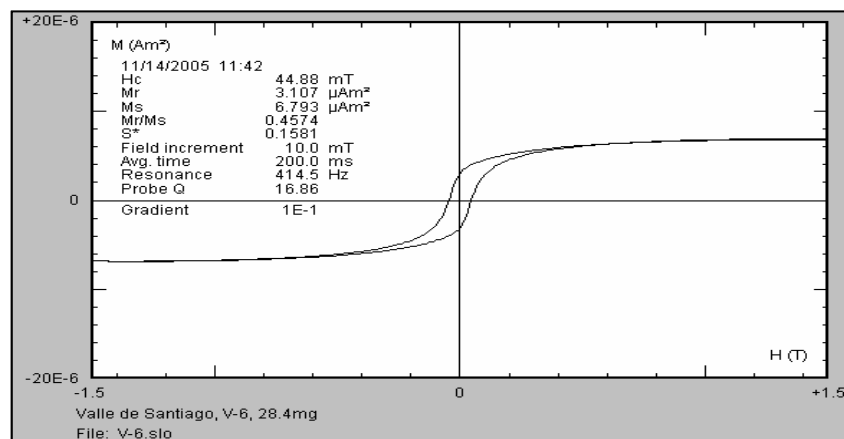


Fig. IV.46 Ciclo de histéresis de la muestra V-6.

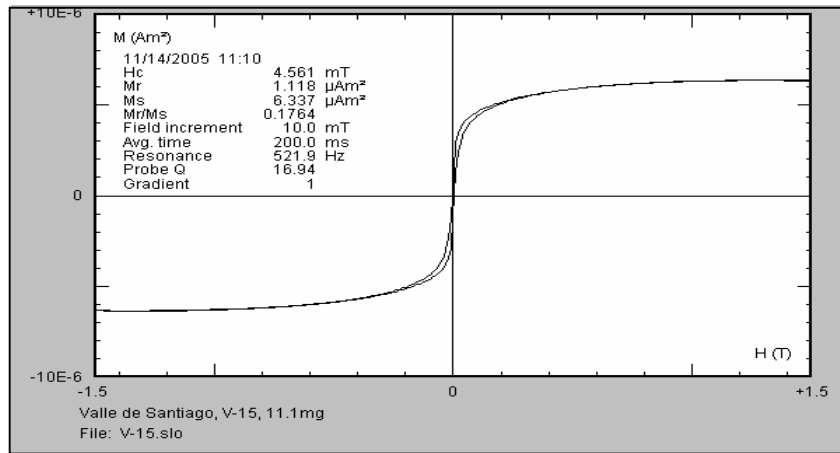


Fig. IV. 47 Ciclo de histéresis de la muestra V-15.

Otra muestra medida del sitio de Álvarez, V-15 (Fig. IV.47), presenta un comportamiento de minerales con dominios magnéticos simples y la última mues-

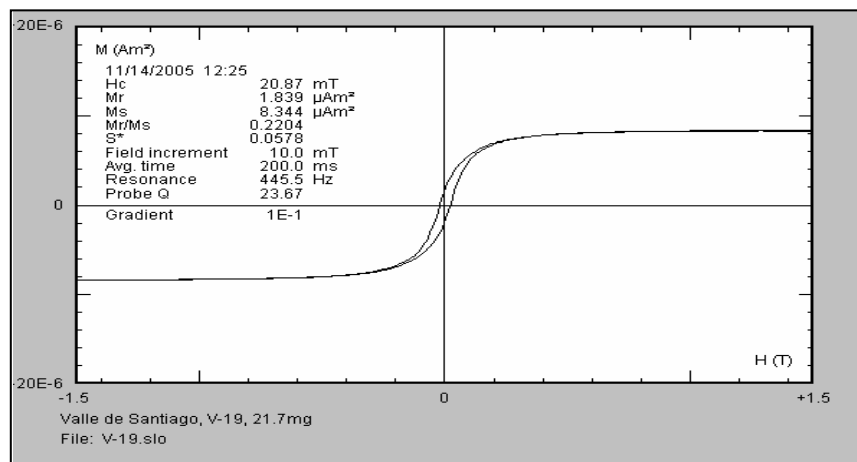


Fig. IV.48 Ciclo de Histéresis para la muestra V-19 del maar de Alvarez.

tra se presenta en la (Fig. IV.48), donde los ciclos de histéresis corresponden con un comportamiento de tipo “cintura de avispa” lo que nos indica más de un tipo de dominio magnético.

En la (Fig. IV.49), se presenta el diagrama de Day; los datos correspondientes al sitio V-1 son los representados por círculos negros rellenos, estos son tres datos que se encuentran entre las curvas de dominios simples y multidominio de los

minerales de pseudo dominio simple. Estos datos concuerdan con los obtenidos en los diagramas de los ciclos de histéresis.

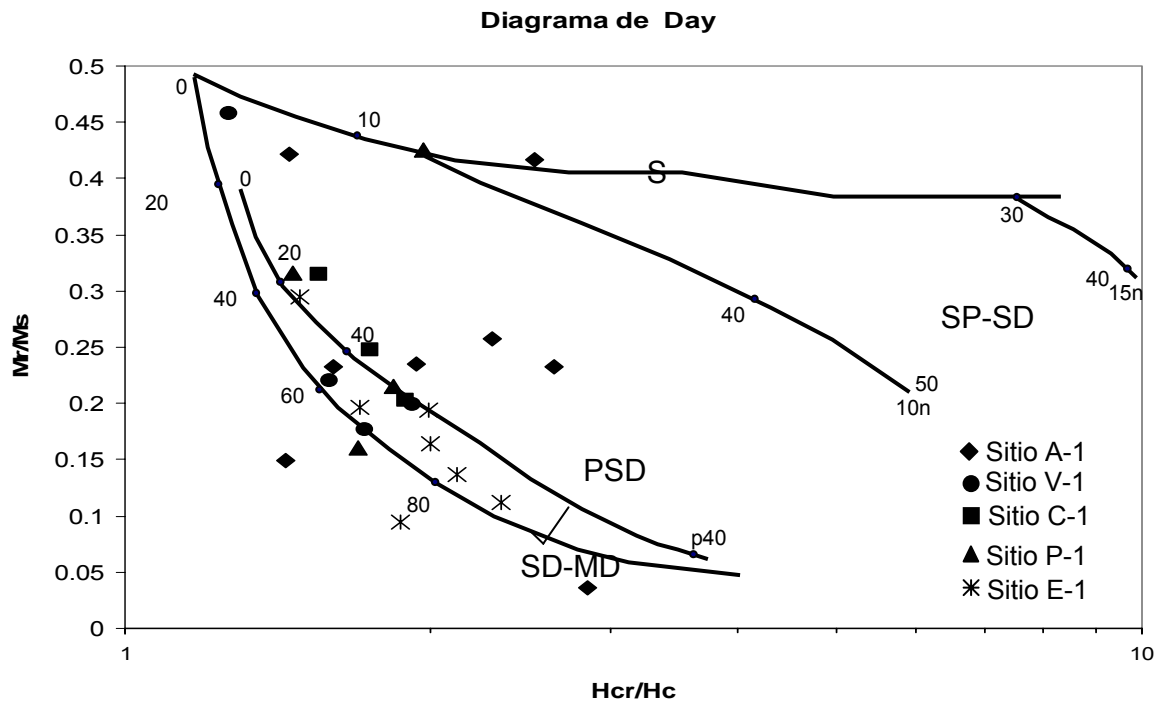


Fig. IV.49 Diagrama de Day con los datos del maar de Álvarez

Para conocer la mineralización que porta la magnetización, se realizó la medición de la variación de la susceptibilidad vs temperatura de tres muestras del sitio correspondientes a diferentes depósitos. Las tres muestras correspondientes al sitio de Álvarez, presentaron comportamientos semejantes (Fig. IV.50), con un valor de punto de Curie de 575°C aproximadamente esto indica que la mineralización está asociada a bajas o medias titanomagnetitas.

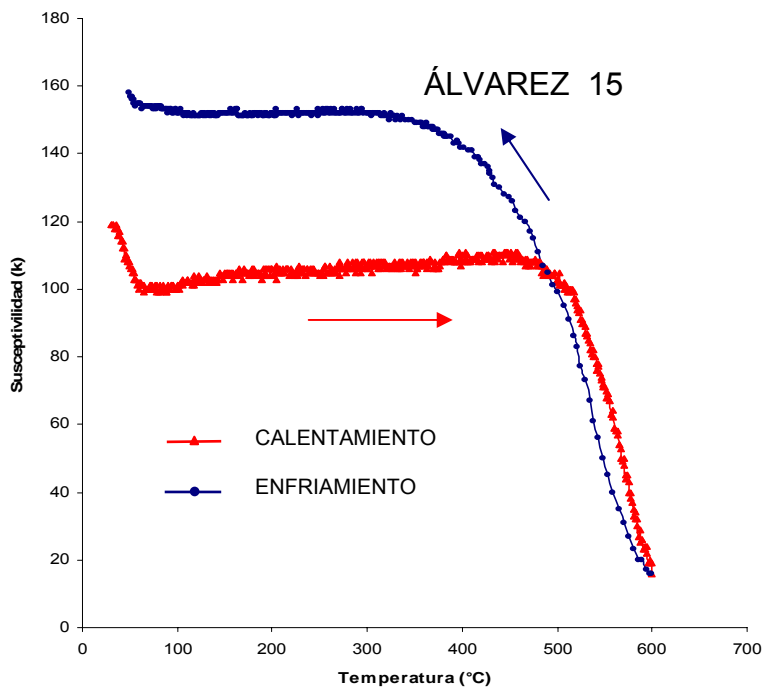
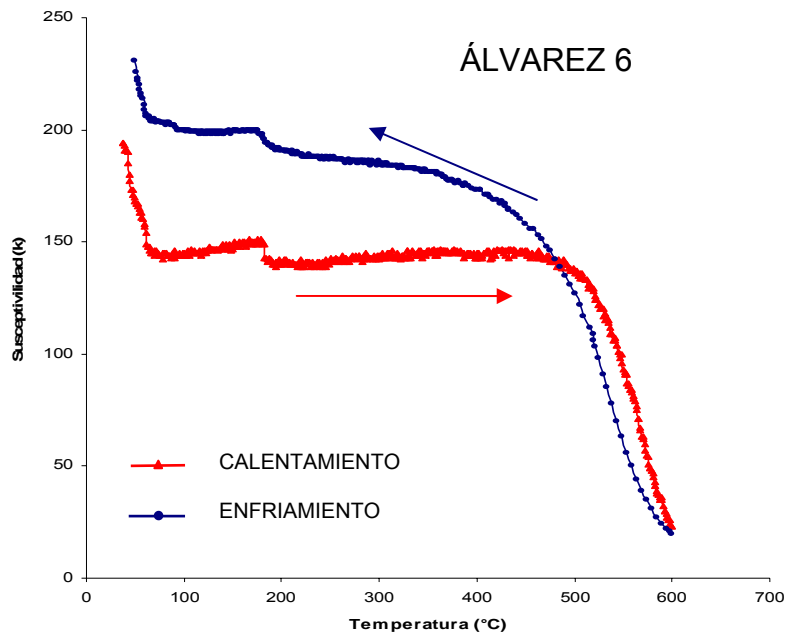


Fig. IV.50 Se presentan las curvas de susceptibilidad vs temperatura de las muestras V-6 y V-15.

SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA Y FÁBRICA

En los diagramas de los ejes k_1 , k_2 y k_3 del sitio de Álvarez (V1), se presenta un comportamiento similar al observado en el sitio de Estrada, los datos del flujo y la

brecha muestreados tienen una distribución aceptable de los datos. Sin embargo, las distribuciones de los datos no son indicativas de las direcciones de emplazamiento esperadas para el maar. Por lo que se presentan en la (Fig. IV.48) los diagramas de las componentes de flujo del maar de Álvarez y a continuación el resumen del mismo.

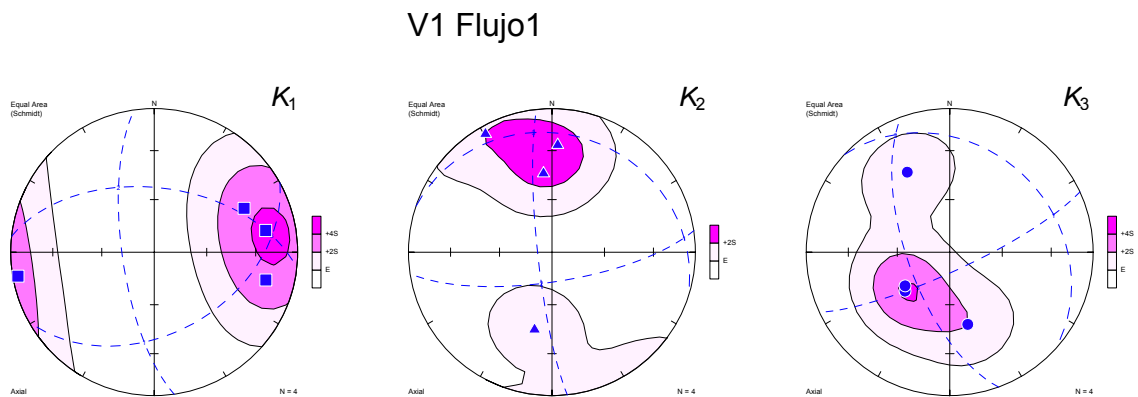


Fig. IV.51 Diagramas de las componentes K_1 , K_2 y K_3 del depósito de flujo del maar de Álvarez, observe que las direcciones de las componentes no son las direcciones esperadas para el depósito.

En el resumen de los datos se presentan los diagramas de los diferentes depósitos muestreados, los dos flujos, la oleada piroclástica y la caída.

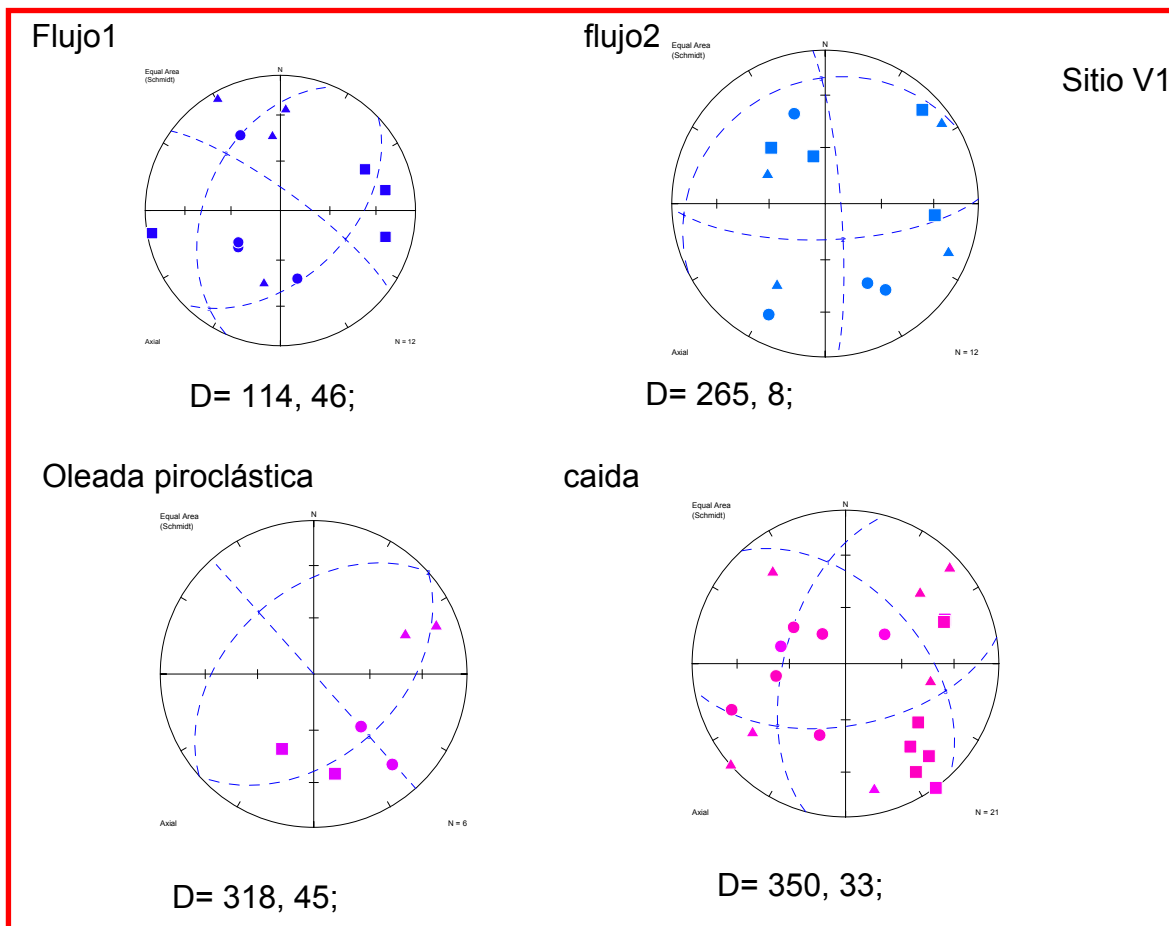


Fig. IV.52 Resumen del sitio V-1 en el maar de Álvarez, se observan los diagramas de igual área para los distintos depósitos encontrados.

IV.4 CONCLUSIONES

Los valores de susceptibilidad magnética en los maares de Valle de Santiago, están entre los $108 \text{ SI} \times 10^{-5}$ y los $915 \text{ SI} \times 10^{-5}$, los valores más bajos corresponden con el maar de Estrada que presenta una composición félsica y los valores más altos con el maar de la Alberca cuya composición es intermedia. Los valores de susceptibilidad se deben a las concentraciones de los granos ferromagnéticos que están directamente relacionados con la composición y el tipo de roca de que se trate.

Los parámetros magnéticos dan información sobre la forma del elipsoide de magnetización y se tienen documentados comportamientos específicos para cada uno de los tipos de depósitos volcánicos. Los datos de los maares en general coincidieron con el tipo de depósito en la mayoría de los sitios muestreados; por ejemplo en el maar de Estrada, los depósitos de caída presentaron una fábrica oblada, en el maar de la Alberca los datos para brechas tienen una forma prolada.

Las mediciones de los ciclos de histéresis para muestras piloto de cada sitio dieron como resultado el conocimiento de los dominios magnéticos con comportamientos de tres tipos: de dominios magnéticos simples (en la mayoría de las mediciones), y ciclos con alteraciones de cintura de avispa y los más escasos de “potbellied”, los cuales indican una mezcla de dominios magnéticos que pueden ser dominios simples, multidominios o dominios simples y dominios pseudo simples.

La magnetización en el maar de Álvarez se encuentra asociada a bajas a medias Titanomagnetitas, de acuerdo con los resultados obtenidos de la variación de la susceptibilidad vs la temperatura.

En lo que respecta a los datos de susceptibilidad de los maares, dos de los cinco sitios muestreados; Rincón de Parangueo y la Alberca son los sitios que reflejaron las direcciones de depósito esperadas presentando fábricas primarias, de acuerdo con Tarling y Hrouda (1993). En el caso de Parangueo las direcciones se observan en la componente K_1 para los depósitos de brechas, mientras que el sitio A1 del maar de la Alberca las direcciones de magnetización se observaron mejor

en la componente K_3 para los depósitos de Brecha mientras que en el sitio B1 las direcciones de magnetización de la oleada piroclástica y la brecha se observaron en la componente K_3 . Este comportamiento ha sido documentado en la literatura por Hrouda (1982); Tarling y Hrouda (1993). Esta diferencia que es fundamental en la interpretación puede ser causada por los flujos mismos o por el estado de dominio de las partículas ferromagnéticas.

Los sitios que no muestran un comportamiento claro en sus componentes de susceptibilidad, fueron interpretados como afectados en el momento mismo del depósito formando fábricas secundarias debidas a otros factores, como velocidad del flujo, régimen de flujo, compactación, entre otros.

Los datos obtenidos de parámetros magnéticos y propiedades magnéticas contribuyen al conocimiento de las secuencias vulcanoclásticas de VdS.

CAPITULO V

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Este proyecto doctoral se encaminó inicialmente a investigaciones de la estructura de los maares y estudios paleomagnéticos. Al realizar estas observaciones se abrieron líneas adicionales de investigación las cuales ampliaron el proyecto. Destaca el descubrimiento de xenolitos en tres de los maares. El estudio de estos xenolitos y sus implicaciones en la actividad eruptiva y estructura cortical formaron una componente importante del trabajo doctoral. A continuación se listan los resultados, observaciones y conclusiones principales de los estudios realizados dentro de los temas desarrollados en el proyecto doctoral.

V.1 MAARES EN VALLE DE SANTIAGO

Los maares estudiados en Valle de Santiago presentan características que los distinguen del resto de las estructuras volcánicas de la zona, las más importantes son:

-Cuatro de los cinco maares estudiados presentan un cráter socavado en rocas preexistentes, esto coincide por la definición de maar propuesta por Lorenz (1973).

-La actividad pre-maar en la mayoría de las estructuras estudiadas comienza con potentes derrames de lava sobre los cuales se presentan derrames de tipo estromboliano antes de la actividad propia del maar. En tres de ellas, se observó la presencia de pequeños conos eruptivos pre-maar. Esto coincide con lo señalado por Gutmann (2000) en el campo volcánico del Pinacate en Sonora.

-Las secuencias piroclásticas están constituidas por una alternancia de depósitos de brecha, oleadas piroclásticas, flujos y caída que hacen evidentes que a lo largo de la fase eruptiva las relaciones agua-magma que se presentaron tuvieron variaciones y generaron estos productos.

-La estratigrafía volcánica que se ha descrito en el presente estudio, contribuye al conocimiento de este tipo de erupciones en el centro de México que son poco comunes y que son características de interacciones agua-magma y en las que se pueden estudiar en pequeña escala los mecanismos de las erupciones mayores, como surges, brechas y flujos piroclásticos.

-Se considera que la presencia de los maares de Valle de Santiago se encuentra asociada a un sistema de fracturamiento cortical profundo con dirección NNW-SSE paralelo al sistema Taxco-Querétaro denominado en este trabajo fallamiento Valle de Santiago-Tzitzio y que determinó la distribución de estos volcanes en la zona; además de que, sirvió como conducto para un

rápido ascenso de magma y un efectivo arrastre de fragmentos de xenolitos de manera que estos llegaron a la superficie junto con el material volcanoclástico.

- Este sistema de fallas determinó la distribución de los maares en Valle de Santiago y pudo favorecer la interacción agua-magma.

V.2 PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LAS SECUENCIAS PRIOCLÁSTICAS DE LOS MAARES

En el análisis de propiedades magnéticas de estas secuencias fueron importantes los resultados obtenidos y contribuyen al conocimiento magnético de las mismas.

-Los valores de susceptibilidad magnética k varían en los sitios muestreados y correlacionan con su composición química, esto se observa sobre todo en el sitio de Estrada donde las lecturas de k son las más bajas y la composición de las rocas es la más félsica del campo.

-Los valores de susceptibilidad magnética en los maares de Valle de Santiago, están entre los $108 \text{ SI} \times 10^{-5}$ y los $915 \text{ SI} \times 10^{-5}$. Los valores de susceptibilidad se deben a las concentraciones de los granos ferromagnéticos que están directamente relacionados con la composición y el tipo de roca de que se trate.

-Los parámetros de forma y anisotropía en los maares en general coincidieron con el tipo de depósito en la mayoría de los sitios muestreados; por ejemplo en el

maar de Estrada, los depósitos de caída presentaron una forma oblada, en el maar de la Alberca los datos para brechas tienen una forma prolada.

-Se presentaron tres tipos de ciclos de histéresis: 1) de dominios magnéticos simples (en la mayoría de las mediciones), y ciclos con alteraciones; 2) cintura de avispa y 3) pocos de “potbellied”, los cuales indican una mezcla de dominios magnéticos que pueden ser dominios simples, multidominios o dominios simples y dominios pseudo simples.

-La magnetización en el maar de Álvarez se encuentra asociada a minerales de la serie de titanomagnetitas, de acuerdo con los resultados obtenidos de las mediciones de magnetización remanente, coercitividad y la variación de la susceptibilidad vs la temperatura.

-Dos de los cinco sitios muestreados: Rincón de Parangueo y la Alberca presentaron las direcciones de depósito esperadas. En el caso de Parangueo las direcciones se observaron en la componente K_1 , mientras que en la Alberca, las direcciones de magnetización se observaron mejor en la componente K_3 para el sitio A1 y en el sitio B1 las direcciones de magnetización se observaron en la componente K_3 . Este comportamiento ha sido documentado en la literatura (por Hrouda (1982); Tarling y Hrouda (1993)). Esta diferencia que es fundamental en la interpretación puede ser causada por los flujos mismos o por el estado de dominio de las partículas ferromagnéticas.

-Los sitios que no muestran un comportamiento claro en sus componentes de susceptibilidad, fueron interpretados como afectados en el momento mismo del depósito formando fábricas secundarias debidas a otros factores, como velocidad del flujo, régimen de flujo, compactación, entre otros generando fábricas compuestas donde no es posible reconocer la componente primaria.

V.3 GEOQUÍMICA

Los resultados obtenidos con los xenolitos de roca resultan particularmente importantes y relevantes, por lo que se enlistan los resultados en geoquímica y posteriormente se discute su interpretación tectónica.

-Desde el punto de vista petrográfico y considerando las asociaciones mineralógicas y texturas observadas en estos fragmentos se determinó que son rocas metamórficas de alto grado, conocidas como granulitas; las cuales han sido reportadas dentro de las composiciones para xenolitos de corteza inferior en otras áreas del mundo, Rudnick y Gao, (2003).

-De acuerdo con los análisis geoquímicos realizados a los xenolitos, se considera que pueden ser clasificados en dos tipos:

- 1) xenolitos de granulitas y
- 2) xenolitos gabróticos, esto con base en sus contenidos de SiO_2 y de FeO .

-Los datos de tierras raras REE para los xenolitos, señalan una anomalía de Eu y un agotamiento de tierras raras ligeras LRRE lo que señala un carácter cortical y más específicamente una corteza continental inferior. Estos comportamientos coinciden con las observaciones hechas por Rudnick y Gao (2003).

-Al analizar los patrones de Al, Ca y Na de los xenolitos de VdS, contra otros xenolitos reportados en México se encuentra que son muy similares a estos, en específico a los reportados por Roberts y Ruiz, (1989); los cuales fueron interpretados también como xenolitos de corteza inferior y se ubican al norte de México.

-El modelo de edad Sm/Nd obtenido para los xenolitos de granulitas reportó 1.5 Ga. Esto se interpretó como una corteza continental inferior antigua de edad Precámbrica.

-Estos datos sugieren la interpretación conjunta de que por debajo de la región de Valle de Santiago existe una corteza continental precámbrica.

-Este es el primer reporte de corteza continental antigua para el centro de México.

-Las interpretaciones expuestas en este trabajo y publicadas en 1997 son reforzados por las interpretaciones obtenidas recientemente por Valencia, et al., (en preparación) en el área.

V.4 TECTÓNICA EN EL CENTRO DE MÉXICO.

La presencia de estos xenolitos debe ser interpretada desde el punto de vista de tectónica global y de reconstrucciones tectonoestratigráficas. Para tratar de entender principalmente dos interrogantes: 1) su presencia y 2) su significado.

1) PRESENCIA DE UNA CORTEZA INFERIOR ANTIGUA:

La información relacionada a la naturaleza y edad de la corteza inferior por debajo del Cinturón Volcánico Mexicano y del oeste de México no está restringida a estudios petrográficos y geoquímicos de xenolitos para centros volcánicos en el Altiplano Central o en el Altiplano como los realizados por e.g., Ruiz, et al. (1988); Luhr et al. (1989); Pier et al. (1989); Roberts y Ruiz (1989) y para rocas metamórficas e ígneas expuestas en el terreno Guerrero por e.g., Campa y Coney (1983); Elías-Herrera y Sánchez-Zavala (1992); Centeno-García et al. (1993). Existen también estudios geofísicos utilizando la gravedad y métodos sísmicos que han proporcionado información adicional acerca de la estructura cortical en la región centro de México, (e.g., Gomberg et al., 1988; Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; Campos-Enriquez y Sánchez-Zamora, 2000; Jording, et al., 2000).

El modelado de la anomalía de Bouguer a lo largo de secciones N-S en el graben de Colima entre la Huacana y Silao a través de la región Michoacán-

Guanajuato del Eje Neovolcánico, indican un promedio cortical de espesor de alrededor de 43 km y una corteza inferior de carácter continental (Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992; Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993) (Fig. V.1).

El transecto gravimétrico La Huacana-Silao se localiza al este del área de estudio de los maeres de Valle de Santiago. Tal espesor de la corteza inferior fue interpretado en ese trabajo en términos de rocas metamórficas en las facies granulita y en unidades intrusivas de probable composición gabrónica (Fig. V.2).

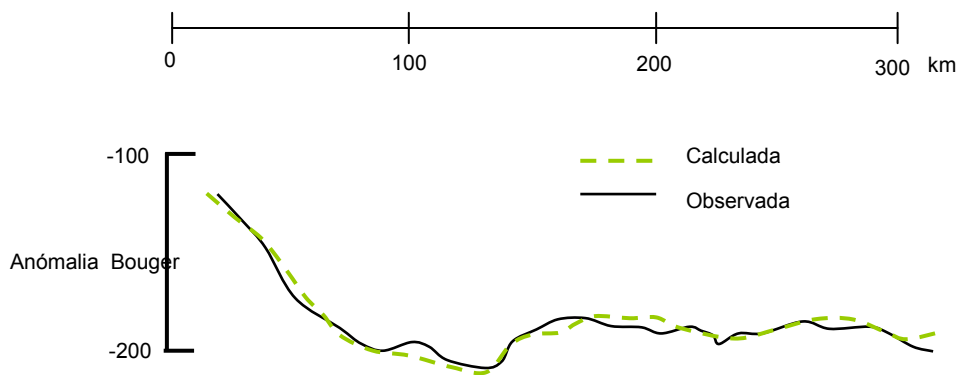


Fig. V.1 Sección La Huacana-Silao, donde se observa la anomalía de Bouguer calculada para esta sección.

Los contrastes de densidad son compatibles con una capa granulítica zoneada de líquidos máficos cristalizados, acumulados o/y residuos para remover de fusiones parciales y metasedimentos ricos en granate como los propuestos por Roberts y Ruiz (1989) para su estudio de xenolitos y granulitas expuestas en el este de México.

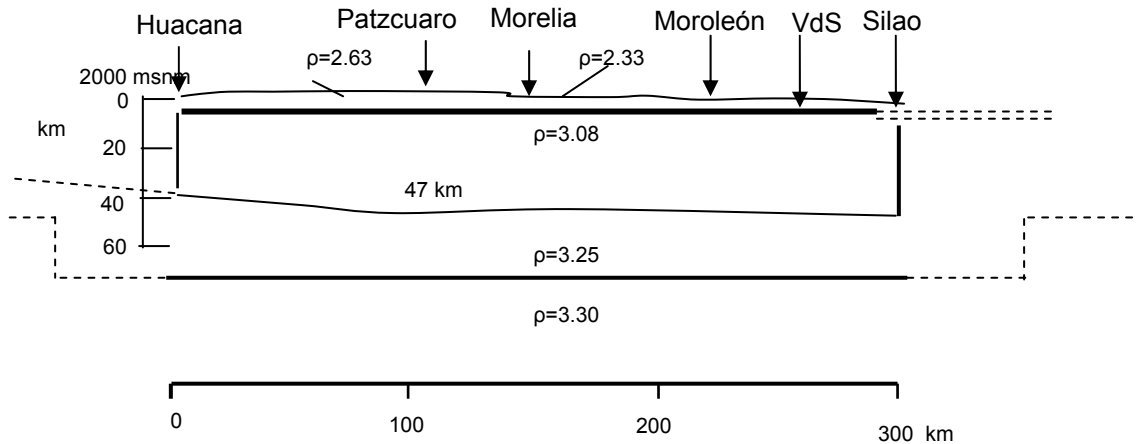


Fig. V.2 Modelado obtenido a partir de los datos gravimétricos Molina-Garza, Urrutia-Fucugauchi, 1993.

Campos-Enriquez y Sánchez-Zamora, (2000), presentaron un modelo gravimétrico de estructura cortical a través del sur de México y el sector central del CVM, donde a partir de una anomalía gravimétrica se interpreta la presencia de una corteza continental de aproximadamente 42 km por debajo del CVM y se adelgaza hacia la planicie costera y el talud continental del Golfo de México (Fig. V.3).

Las evidencias presentadas en estos trabajos, respaldan la teoría de que existe una corteza continental en el centro de México, aunque sus límites y relaciones estructurales y tectónicas no sean del todo claras.

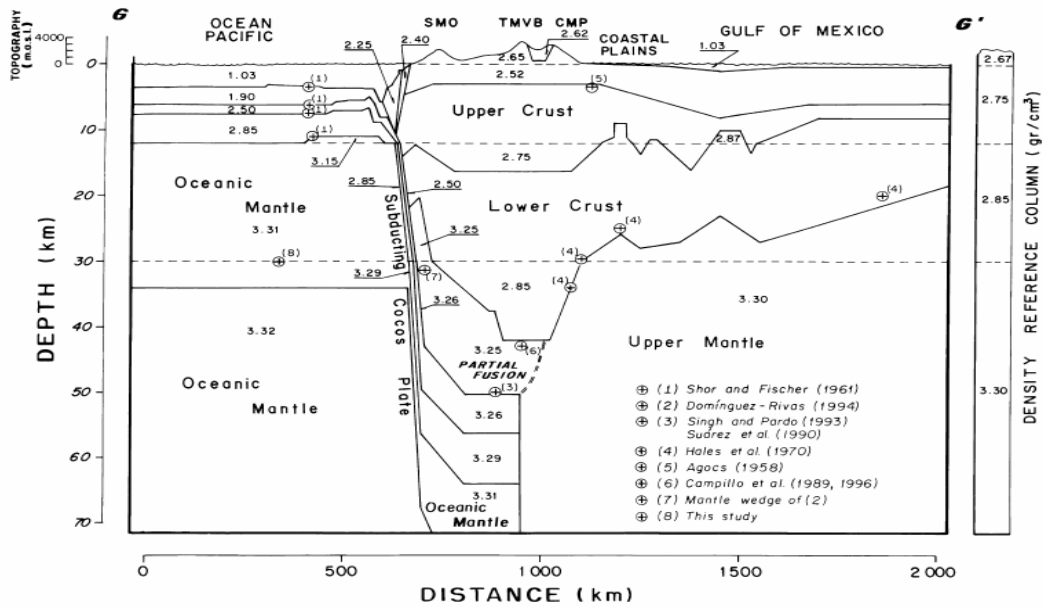


Fig. V.3 Transecto G-G' Se muestra el modelado gravimétrico obtenido por Campos-Enriquez y Sánchez-Zamora (2000), donde se propone la distribución y presencia de corteza por debajo del centro de México.

2) SU SIGNIFICADO.

Para discutir la segunda implicación tectónica es necesario hacer una breve revisión del estado de las reconstrucciones e interpretaciones en México.

Existen diversas paleoreconstrucciones que proponen una extensión regional del basamento cristalino, aunque formando unidades no continuas (e.g. Fries et al., 1962; Shurbet y Cebull, 1987; Ruiz et al., (1988b). Estas reconstrucciones se restringen al noreste de México, porque es ahí donde existen evidencias de xenolitos y afloramientos.

Para Campa y Coney (1983), la mayoría del oeste de México está constituido como un solo terreno referido como el Terreno Guerrero (Fig. V.4), el cual es el

terreno más grande en el oeste de Norteamérica y fue descrito como un conjunto de arcos de islas construidos en una litosfera oceánica, la cual fue acrecionada a México durante la orogenia Laramide en el Cretácio Inferior-Terciario temprano.

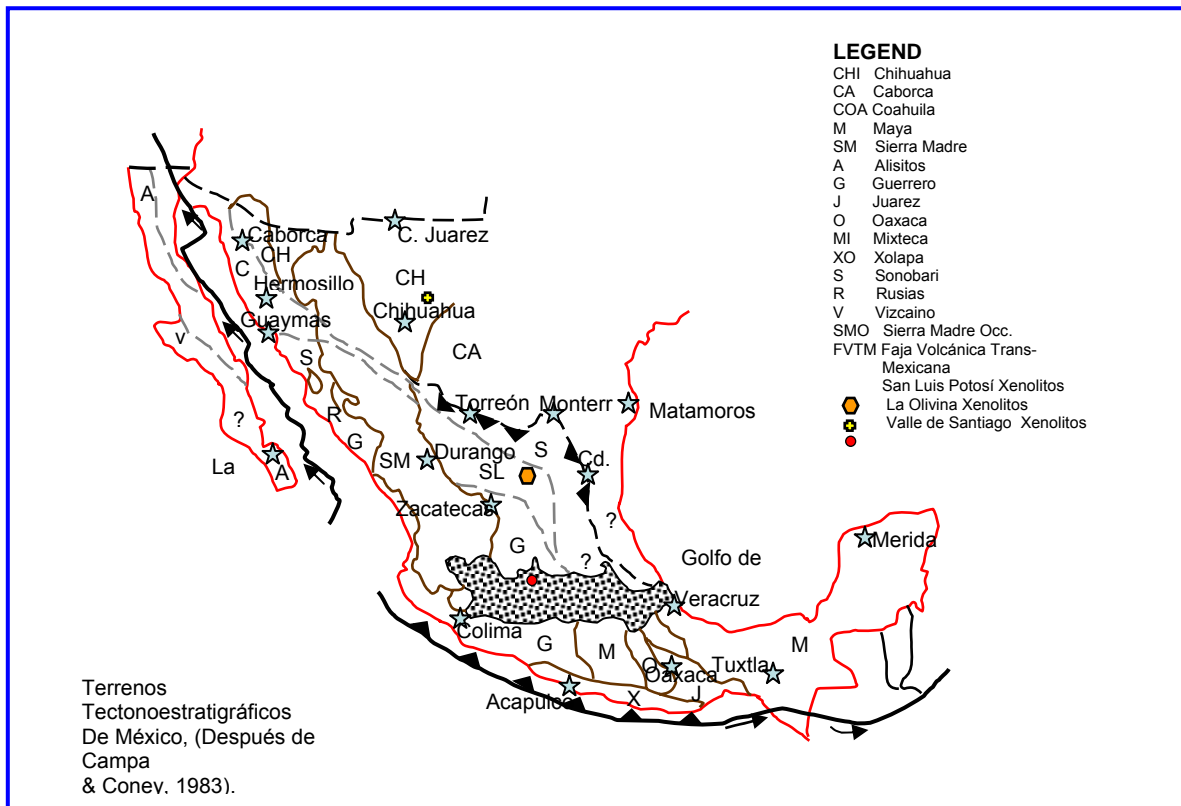


Fig. V.4 Mapa de la República Mexicana donde se observa la distribución de los terrenos tectonoestratigráficos después de Campa y Conev.

El límite este del terreno Guerrero se considera comúnmente como la extensión más occidental de un basamento cristalino Precámbrico a Paleozoico medio, esto se debe también a que al oriente de este límite se encuentra la localidad de la Olivina que reportó xenolitos de corteza inferior.

Al sur del CVM, Campa y Coney (1983), distinguieron tres subterrenos a los que nombraron Zihuatanejo, Teloloapan-Ixtapan y Huetamo, que se caracterizaban por secuencias magmáticas de arcos y rocas sedimentarias del Jurásico Tardío-Cretácico Medio.

Centeno-Garcia et al. (1993), proponen que el terreno Guerrero es conformado en partes por corteza continental Precámbrica antigua, en suma al arco de islas magmático y secuencias sedimentarias construidas en litosfera oceánica.

Sedlock, et al. (1993) en una revisión de los terrenos tectonoestratigráficos proponen que donde fuera el Terreno Guerrero se puede hacer una división de terrenos: el Tepehuano, el Náhuatl y el Mixteco. (Fig. V.5). De acuerdo con Sedlock op cit., VdS, estaría en los límites de los terrenos Tepehuano y Náhuatl.

El nivel estructural más bajo en el terreno Náhuatl de afloramientos en diferentes regiones en el este del terreno, muestran esquistos verdes-pumpellita-prehnita y facies bajas de anfibolitas y rocas metavolcánicas y metasedimentarias que son conocidas por muchos nombres informales y llamadas complejo Tierra-Caliente por Ortega-Gutierrez (1981) quien las interpretó como un conjunto de arco magmático-cuenca marginal.

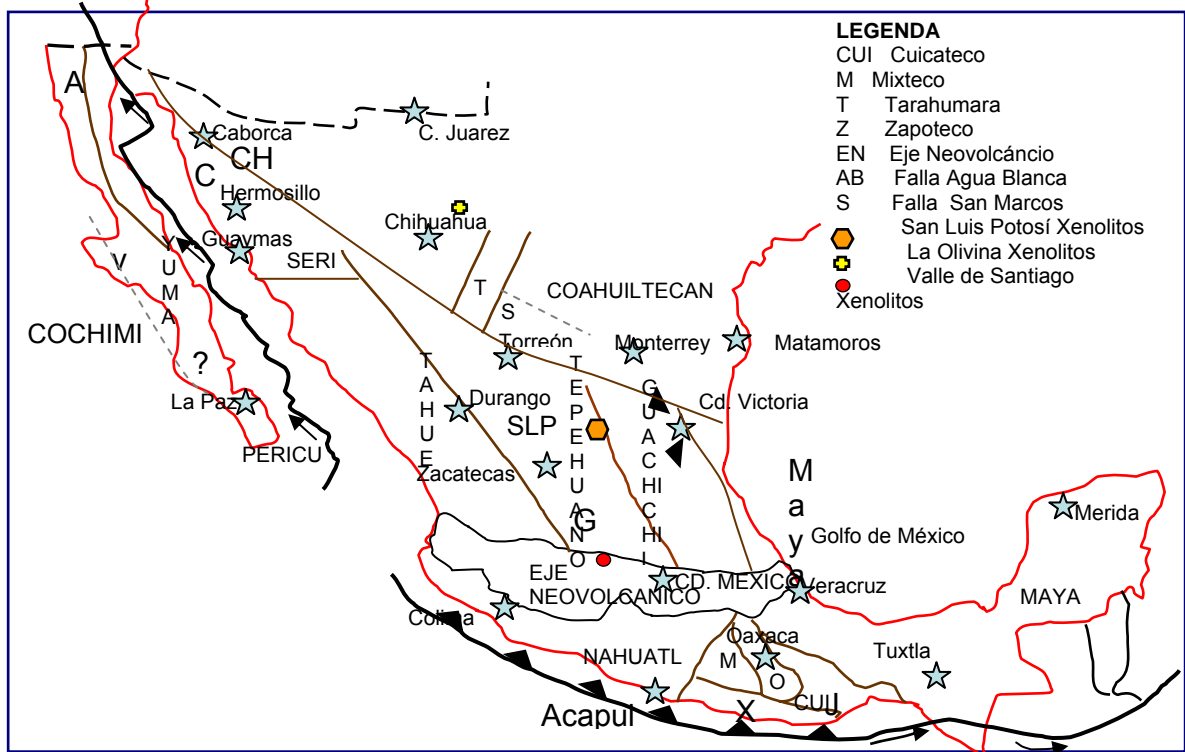


Fig. V.5 Mapa de terrenos propuesto por Sedlock, et al., 1993.

La geología del terreno Tepehuano es pre-Jurásico Tardío y es poco entendida debido a la cubierta de rocas volcánicas que enmascara sus relaciones tectónicas.

Sedlock, et al. (1993), asume que el terreno Tepehuano tiene una corteza continental proterozoica, debido a los estudios de xenolitos de granulitas gneisicos encontrados en éste, con modelos de edad de 1520 Ma – 1720 Ma. Datos preeliminares de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, relaciones isotópicas de Pb y diferencias en las abundancias de Sr y Nd, sugieren que la corteza inferior comprende conjuntos heterogéneos de Proterozoico, Paleozoico y hasta probablemente rocas del Mesozoico.

La presencia de los xenolitos de VdS, coincide un poco más con el modelo de terrenos tectonoestratigráficos que plantean Sedlock y colaboradores debido al carácter heterogéneo de su basamento, aunque como se mencionó anteriormente Centeno-García, op cit., señala un carácter heterogéneo para el terreno Guerrero.

Es importante considerar también la presencia de afloramientos de corteza y lo que estos afloramientos aportan. Los afloramientos de basamento metamórfico y cristalino tienen una extensión limitada. Los más grandes en el complejo Tierra Caliente y en la región del sur de Tejupilco y entre Teloloapan y Arcelia (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1992). Otro importante afloramiento es el esquistos Arteaga (Centeno-García et al., 1993) y el centro del anticlinal Tzitzio.

Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, (1996) presentan un mapa de rocas de basamento cristalino (Fig. V.6) donde se observa la distribución de los afloramientos, xenolitos y algunos pozos donde se ha reportado basamento.

Es probable que el basamento del terreno Guerrero sea de naturaleza heterogénea, con partes de carácter continental y oceánica y es necesario plantear una evolución más compleja que la que se ha asumido de manera regional en los análisis de terrenos tectonoestratigráficos y en los modelos de placas tectónicas.

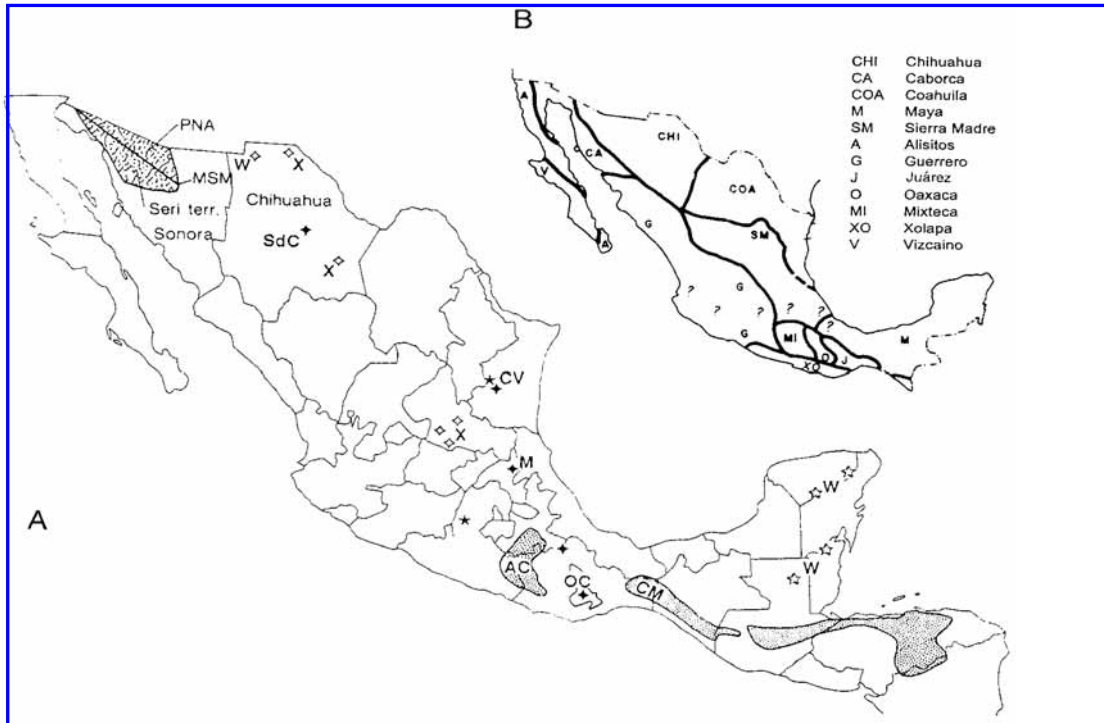


Fig. V.6. Distribución de las rocas de basamento cristalino de edad precámbrica y Paleozoico Medio en México, después de Sedlock, et al. (1993). OC . Complejo Oaxaca, AC Paleozoico Inferior –Complejo Acatlán, S rocas Proterozoicas de Sonora, CM Macizo de Chiapas-Paleozoico Inferior, W muestras de pozos. Estrellas rellenas, afloramientos de rocas de basamento cristalino de posible edad Paleozoico medio.

En consideración de este análisis y posterior a la discusión anterior se plantea que las conclusiones de tectónica más importantes son:

-Estos xenolitos son de corteza inferior y descansan dentro de lo que es el Terreno Guerrero al oeste de los terrenos Oaxaca y Mixteca considerados por Campa y Coney (1983) y al suroeste de los xenolitos del campo volcánico de San Luis Potosí (Roberts y Ruiz, 1989) en el Altiplano Central.

-Los estudios geofísicos analizados anteriormente no son compatibles con la propuesta de que el terreno Guerrero esté formado principalmente por un arco de Islas mesozoicas descansando sobre una litósfera oceánica, esto sugiere una corteza delgada de alto contraste de densidad y composición metamórfica a ígnea básica, cosa que no se observa en los perfiles gravimétricos, lo que coincide con la propuesta de que por debajo de la región de Valle de Santiago exista la presencia de una corteza continental antigua.

-La presencia de los xenolitos propone la existencia de una corteza continental granulítica en el centro de México por debajo de la Región de Valle de Santiago (Fig. V.7).

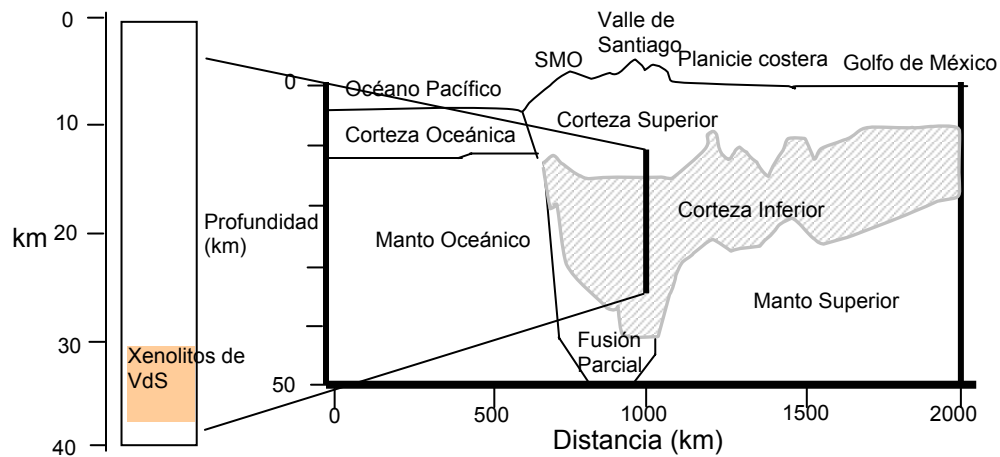


Fig. V.7 Sección de Modelado Gravimétrico para el CVM, Modificado de Campos-Enriquez y Sánchez-Zamora, (2000).

TRABAJOS CITADOS

- Allen, J.R.L., 1984b. Parallel lamination developed from upper-stage plane beds: a model based on the larger coherent structures of the turbulent boundary-layer. *Sediment. Geol.*, 39, 227-242.
- Alva-Valdivida, L. M., Rosas-Elguera, J., Bravo-Medina, T., Urrutia-Fucugauchi, J., Henry, B., Caballero, C., Rivas-Sánchez, M.L., Goguitchaivhili, A., López-Loera, H. 2005. Paleomagnetic and magnetic fabric studies of the San Gaspar ignimbrite, western Mexico-constraints on emplacement mode and source vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147, 68-80.
- Aguirre-Diaz, G.J., Dubois, M., Laureyns, J., Schaaf, P. 2002. Nature and P-T conditions on a Precambrian Crustal Xenolith. *International Geology Review*, Vol. 44, p. 222-242.
- Aranda-Gómez, J.J., and Luhr, J.F., 1993, Geology of the Joya Honda and Santo Domingo maars, San Luis Potosí, México- a visit to the mantle and crustal xenolith localities in the Sierra Madre terrane,
- Aranda-Gómez, J.J., and Ortega-Gutiérrez, F., 1987, Mantle xenoliths in México. Bullard, E.C., Everett, J.E. and Smith, A.G., 1965. The fit of the continents around the Atlantic. In: *A Symposium on Continental Drift*, Phil. Trans. Roy. Soc., London, A-258, 41-51.
- Ballard, M. M.; Van der Voo, R.; Urrutia-Fucugauchi, J. y Hide, T.W.C. 1989. Paleomagnetic results from the Grenvillian-aged rocks from Oaxaca, Mexico: Evidence for a displaced terrane: *Precamb. Res.*, v. 42, p 343-352.
- Basley Jr. y Buddington, A.F., 1960. Magnetic susceptibility anisotropy and fabrics on Adirondack granites orthogneiss. *Am. J. Sci.*, Vol 2508A: 6-20.
- Blatter, D.L., y Carmichael, I.S.E., 1988a. Hornblende peridotite xenoliths from central Mexico reveal the highly oxidized nature of subarc upper mantle. *Geology*. 26, 1035-1038.
- Bohlen, S.R. y Mezger, K. 1989. High-precision U-Pb ages of metamorphic rutile: application to the cooling history of high-grade terranes. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 96, Issues 1-2, Dec. 1989, Pages 106-118.
- Bolshakov, A.S. y Skorodkin, Y.P. 1967. Magnetic anisotropy of eruptive rocks. *Akad. Navk. SSSR Izv. Fiz. Zemli*, 78-82. (original no consultado, citado en Tarling, J. y Hrouda.)

- Brown, H.C., Khan, M.A. y Stacey, F.D., 1964. A search for flow structure in columnar basalt using magnetic anisotropy of rocks. *Pure. Appl. Geophys.*, 57 61-65.
- Borradaile, G.J. y Henry, B. 1996. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth – Science Reviews*, Vol. 42, Issues 1-2, March 49-93.
- Cagnoli, B. y Tarling, D.H. , 1997. The reliability of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) data as flow direction indicators in friable base surge and ignimbrite deposits: Italian examples. *J. of Volcanol. And Geotherm. Res.* 75. 309-320.
- Cameron, K.L., Robinson, J.V., Niemeyer, S., Nimz, G.J. Kuents, D.C., Harmon, R.S., Bohlen, S.R. y Collerson, K.D., 1992. Contrasting styles of pre-Cenozoic and mid-Tertiary crustal evolution in northern Mexico; Evidence from deep crustal xenoliths from la Olivita. *J. Geophys. Res.*, 97 17, 353-17,376.
- Campa, M.F., y Coney, P.J. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canad. Journ. Earth Sci.*, v. 23, p. 1040-1051.
- Campos-Enríquez, J. O., y Sánchez-Zamora, O., 2000. Crustal Structure across southern Mexico inferred from gravity data. *Journal of South American Earth Sciences* 13 , p. 479-489.
- Cano Cruz, M. 2005. Estratigrafía del cráter de explosión Hoya de Estrada, Gto. Tesis Licenciatura. Instituto Tecnológico de Cd. Madero.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Conney, P.J., Patchett, P.J., y Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Guerrero terrane of Mexico: Its role in the southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, v. 21, p. 419-422.
- Clarke, 1889. The relative abundance of the chemical elements. *Phil. Soc. Washington Bull.* XI, 131-142. in Rudnick, R.L. and Gao, S. 2003.
- Christensen N.I. y Money, W.D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: a global view. *J. Geophys. Res.* Vol.100, No.B7, 9761-9788.
- Dobran, F. y Papale, P. 1993. Magma-water interaction in closed systems an application to lava tunnels and volcanic conduits. *J. Geophys. Res.* 98(B8): 14041-14058.
- Dunlop, D.J., y Özdemir Ö. 1997. *Rock Magnetism. Fundamentals and frontiers.* Cambridge Univ. Press. United Kingdom.

- Dunlop, D.J. 2002, 1. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc)1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J Geophys Res.* Vol. 107, No. B3, 10,1029/2001JB000486.
- Dunlop, D.J. 2002, 2. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc)2. Application to data for rocks, sediments, and soils. *J. Geophys. Res.* Vol. 107, No. B3, 10,1029/2001JB000487.
- Elías-Herrera, M. y Sánchez-Zavala, J.L., 1992. Tectonic implications of a mylonitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente complex (Guerrero terrane), southern Mexico. *Rev. Inst. Geol.*, 9, 113-125.
- Elwood, B.B, 1982. Estimates of flow direction for calc-alkaline welded tuffs and palaeomagnetic data reliability from anisotropy of magnetic susceptibility measurements: central San Juan Mountains, southwest Colorado. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 59, 303-314.
- Evensen, N.M., Hamilton, P.J. y O'Nions, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites: *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v.42, p. 1190-1212.
- Fisher, R.V., y Schmincke, U, 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer Verlag. London.
- Fountain, D. M, y Salisbury, M. H., 1981. Exposed cross sections through the continental crust: Implications for crustal structure, petrology, and evolution. *Planetary Science Letters*. Vol. 56, 263-277.
- Fries, C., Schmitter, V.E., Damon, P.F., y Livingston, D.E. 1962. Rocas precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca, en el sur de México: *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, v.64, p. 45-53.
- Gao, S., Luo, T.C., Zhang, B.-R., Zhang, H.-F., Han Y.-W., Hu, Y.-K., y Zhao, Z.-D., 1998a. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in east China. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 1959-1975.
- Gao, S., Zhang, B.-R., Jin, Z.-M., Kern, H., Luo, T.-C. y Zhao, Z.-D., 1998b. How mafic is the lower continental crust? *Earth, Planet. Sci. Lett.* 106, 101-117.
- Girdler, R. W. 1961, The measurement and computation of anisotropy of magnetic susceptibility in rocks. *Geophys. J. R. Astron Soc.*, 5:34-44.a,b;
- Goldstein, S.L., O'Nions, R.K. y Hamilton, P.J., 1989. A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70, 221-236.
- Gomberg, J.S., Priestley, K.F., Masters, T.G. & Brune, J.N., 1988. The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico. *Geophys. J.*, 94, 1-20.

- González Becerra, P. C., 2005. Evolución Geológica del maar Hoya Solís, Valle de Santiago, Guanajuato, México. Tesis Licenciatura. Universidad Autónoma de Nuevo León. Facultad de Ciencias de la Tierra.
- Gutmann, J.T., 1976. Geology of Crater Elegante, Sonora, Mexico. Geol. Soc. Am. Bull. V.87, p. 1718-1729.
- Hallet, D.J., Mathewes, R.W., Franklin, F. F. Jr., 2001. Mid Holocene Glacier Peak and Mount St. Helens We Tephra Layers Detected in Lake Sediments from Southern British Columbia Using High- Resolution Techniques. Quaternary Res. 55, 284-292 (2001).
- Hasenaka, T y Carmichael, I. S.E. 1985a. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 25 pp 105-124.
- Hayob, J.L. Essene E.J., Ruiz, J., Ortega-Gutierrez F. y Aranda-Gómez J.J. 1989. Young high temperature granulites from the base of the crust in central Mexico. Nature 342, 265-268.
- Heiken, G.H., 1972. Morphology and petrology of volcanic ashes. Geol. Soc. Amer. Bull. 83, 1961-1988.
- Heiken, G.H., 1974. An atlas of volcanic ash. Smithsonian Contr. Earth Sciences 12, 1-101.
- Heier, K.S. 1973. Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. Phil. Trans. R. Soc. London A273, 429-442.
- Hill-House, J.W., Wells, R.E., 1991. Magnetic fabric, flow directions, and source area of the lower Miocene Peach Springs Tuff in Arizona, California, and Nevada. J Geophys. Res. 96, 12443-12460.
- Holland, J.G. y Lambert, R.S.J. 1972. Major element chemical composition of shields and the continental crust. Geochim. Cosmochim. Acta 36, 673-683.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophys. Surv., 5: 37-82.
- Irving, E., 1964. Paleomagnetism and its application to Geological and Geophysical Problems. Ed. John Wiley and Sons. U.S.A. Cap. 4,5,6,9 y 10.
- Incoronato, A., 1982. Paleomagnetic studies in the Southern Apennines, Italy. University of Newcastle upon Tyne. Tesis de Doctorado, 221p. in Caballero Miranda Cecilia I. Thesis UNAM. 1994.

- Incoronato, A., Addison, F.T., Tarling, D.H., Nardi, G., Pascatore, T., 1983. Magnetic fabric investigations of pyroclastic deposits from Phlegrean Fields, southern Italy. *Nature* 306, 461-463.
- Jackson, M., Rochette, P., Fillion, G., Barnejee, S.K., and Marvin, J., Rock . 1993. Magnetism of remagnetized Paleozoic carbonates: Low-temperature behaviour and susceptibility characteristics. *J. Geophys. Res.*, 98, 6217-6225.
- Janák, F. 1965. Determination of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks, *Stud. Geoph. Geod.*, Vol. 9, 290-301. Original no consultado citado en Tarling, D.H. y Hrouda, F., 1993.
- Jarvis, K.E., Gray, A.L., y Houk, R.S., 1992. *Handbook of inductively coupled plasma mass spectrometry*: New York, Chapman and Hall.
- Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks, *Tectonophysics*. 79: 63-67.
- Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Jödicke. H., 2000. Crustal variations and terrane boundaries in southern Mexico as imaged by magnetotelluric transfer functions. *Tectonophysics* 327, 1-13.
- Kay, R.W. y Kay, S.M. 1981. The nature of the lower continental crust: inferences from geophysics, surface geology and crustal xenoliths. *Rev. Geophys. Space. Phys.* 19, 271-297. in Rudnick R.L. y Gao, S. 2003.
- Khan, M.A, 1962. Anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. *J. Geophys. Res.* 67:2873-2885.
- Kienle, J., Kyle, P.R., Self, S., Motyka, R.J., and Lorenz, V., 1980. Unkinrek maars, Alaska, I. April 1977 eruption sequence, petrology and tectonic setting. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 7, 11-37.
- Knight, M.D., Walker, G.P.L., Elwood, B.B., Diehl, J.F., 1986. Stratigraphy, paleomagnetism, and magnetic fabric of the Toba tuffs: constraints on the sources and eruptive style. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 56, 205-220.
- Kretz, R. 1994. *Metamorphic crystallization*. Wiley Ed., ISBN 0-471-94214-6. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 59, Issue 18, 1995, 3877.
- Lorenz, V., Mc Birney, A. R., y Williams, H., 1970. An investigation of volcanic depressions III: Maars, tuff rings, tuff cones, and diatremes. *Progr. Report.*, NASA, NGR 38-003-012. in *Physics and Chemistry of the Earth*, Volume 9, Pg 17-27. Original no consultado citado en Fisher, R.V. y Schmincke, U. 1984.
- Lorenz, V., Mc Birney, A.R. y Williams, H., 1971. An investigation of volcanic depressions, Part III, Maars, tuff-rings, tuff-cones and diatremes. *NASA progress*.

Rpt. (NGR_38-003-012), Houston, Texas, 1-198. Original no consultado citado en Fisher, R.V. y Schmincke, U. 1984.

- Lorenz, V., 1973. On the formation of maars. Bull. Volcanol. 37, pp. 183-204.
- Lorenz, V., 1975. Formation of phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes. Physics and Chemistry of the Earth, Volume 9, Pg 17-27.
- Lorenz, V., 1987. Phreatomagmatism and its relevance. Chemical Geology, Vol. 62, Issues 1-2, april, pp. 149-156.
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J. y Pier, J.G., 1989. Spinel-lherzolite-bearing Quaternary volcanic centres in San Luis Potosí, México. 1. Geology, mineralogy and petrology. J. Geophys. Res., 94, 7910-7040.
- Luhr, J.F., Aranda-Gómez, J.J., 1997. Comments on "Mexican Peridotite xenoliths and tectonic terranes: Correlations among vent location, textura, temperatura, pressure, and oxygen fugacity". Journ. Petrol.
- Lutz, T.M., y Gutmann, J.T. 1995. An improved method for determining and characterizing alignments of pointlike features and its implications for the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico. J. Geophys. Res. Vol. 100: 17659-17670.
- Mac Donald, W.D., Palmer, H.C., Hayatsu, A., 1992. Egan Range volcanic complex, Nevada: geochronology, paleomagnetism and magnetic fabric. Phys. Earth Planet. Inter. 74, 109-126.
- Márquez, A. ; Verma, P. S. ; Anguita, F. ; Oyarzun, R.; Brandle, J.L. 1999. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extensión at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. Journal of Volcanology and Geotherm Res. Vol. 93, Issues 1-2, 125-150
- Martín del Pozo, A.L, 1982. Monogenetic vulcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico. Bull. Volcanol. 45, 9-24.
- Molina-Garza, R.S. y Urrutia-Fucugauchi, J.H., 1993. Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data. J. Geodynamics, 17, 181-201.
- Morton-Bermea, O., Armienta, M.A., Hernández, E., y Lounejeva, E., 1996. Espectrómetro de masas con plasma de acoplamiento inductivo del Instituto de Geofísica (UNAM): Actas INAGEQ, v.2, p. 149-154.
- Murphy, G.P. y Carmichael, Ian. S.E., 1984. A report of the occurrence of maars in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, central Mexico. Geol. Soc. Am. Abstr. Programs 16.

- Murphy, G.P., 1986. The Chronology, Pyroclastic Stratigraphy, and Petrology of the Valle de Santiago Maar Field, Central Mexico. M.Sc. Thesis . University of California, Berkeley
- Nagata, T. ,1961. Rock Magnetism. Maruzen, Tokyo, 350 pp. in Zanella, E. et al., 1999.
- Nimz, G. J., Cameron, K.L., Cameron M., and Morris S.L., 1986. The petrology of the lower crust and upper mantle beneath southeastern Chihuahua, Mexico: a progress report. *Geofísica, Int.* 25, 85-116.
- Nimz, G. J., Cameron, K.L., Cameron M., and Niemeyer, S., 1993. The La Olivina pyroxenite suite and the isotopic compositions of mantle basalts parental to the mid-Cenozoic arc volcanism of northern México. *J. Geophys. Res.* 98, 6489-6509.
- Nye, J. F., 1957. Physical properties of crystals, Clarendon Press, Oxford, 322 pp. Original no consultado citado en Tarling, D. y Hrouda, F., The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall. 1993.
- Nye, J.F., 1985. Physical Properties of Crystals, 2nd edition, Clarendon Press, Oxford, 329 p. Original no consultado citado en Tarling, D. y Hrouda, F., The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall. 1993.
- Noll, 1967. Maare und maar-ähnliche Explosionkrater in Island. Köln Univ. Geol. Inst. Sonderveröffentlichungen, 1-117. 3,9. Original no consultado citado en Fischer, R.V. y Shcmincke H. U. 1994.
- Ollier, C.D., 1967. Maars, their characteristics, varieties, and definition. *Bull. Volcanologique*, Tome XXXI, p.45-73.
- Ortega-Gutiérrez, F. , 1981a. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonics significance: *Geofísica Internacional*, v.20, p. 177-202.
- Owens, W.H., 1974. Mathematical model studies on factors affecting the magnetic anisotropy. *Int. Assoc. Eng. Geol., Bull. No. 5*, 23-38.
- Pick, T. y Tauxe, L., 1993. Holocene Paleointensities: Thellier experiments on submarine basaltic glass from the East Pacific Rise, *J. Geophys. Res.*, 98, 17,949-17,964. Original no consultado citado en Tauxe, L. et al. 1996.
- Pier, J., Podoseck, F.A., Luhr. J., Brannon, J.C. and Aranda-Gomez, J., 1989. Spinel-lherzolite bearing volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico 2. Sr and Nd isotopic systematics. *J. Geophys. Res.*, 94, 7961-7974.

- Puente Solís I. R. 2004. Estratigrafía e Historia Eruptiva del Cráter de Explosión Hoya la Cíntora, Gto. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Facultad de Ingeniería.
- Poldervaart, A. 1955. The chemistry of the Earth's crust. Geol. Soc. Am. Sepc. Pap. 62, 119-144.
- Reynolds, R.L. y Larson, E.E., 1972. Paleomagnetism of Pearllette-like air fall ash in the midwestern and western United States: A means of correlating Pleistocene deposits, Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 4, 405.
- Reynolds, R.L. 1977. Paleomagnetism of welded tuff of the Yellowstone Group, J. Geophys. Res., 82, 3677-3693.
- Reynolds, R.L. 1979. Comparison of the TRM of the Yellowstone Group and the DRM of some Pearllette ash beds, J. Geophys. Res. 84, 4525-4532.
- Richter, K., y Carmichael, Ian. S.E., 1993. Mega xenocrysts in alkali olivine basalts: Fragments of disrupted mantle assemblages. American Mineralogist. Vol 78, pages 1230-1245.
- Rincón Herrera, N. E., 2005. Estratigrafía del cráter de explosión Hoya La Alberca; Gto. Tesis Licenciatura. Instituto Tecnológico de Ciudad Madero
- Ruiz, J., Patchett, P.J. y Ortega-Gutierrez, F., 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd-isotopic studies: Geol. Soc. Amer. Bull., V. 100, p. 274-281.
- Ruiz, J., Patchett, P.J. y Arculus, R.J. (1988a) Nd- Sr isotope composition of lower crustal xenoliths-evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico. Contrib. Mineral. Petrol. 99, 36-43.
- Ruiz, J., Patchett, P.J. y Ortega-Gutierrez, F., 1988b. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. Geol. Soc. Am. Bull. 100, 274-281.
- Roberts, S. y Ruiz, J., 1989. Geochemical zonation and evolution of the lower crust in Mexico. J. Geophys. Res., 94:7961-7974.
- Roberts, S. J. y Ruiz, J., 1989. Geochemistry of exposed granulite facies terrains and lower crustal xenoliths in Mexico: Jour. Geophys. Res., v. 94, p. 7961-7974.
- Rudnick, R.L. y Taylor, S.R. (1987). The composition and petrogenesis of the Lower crust: a xenolith study. J. Geophys. Res. 92(B13), 13981-14005.
- Rudnick, R.L., 1992. Xenoliths-Samples of the lower continental crust. In :Fountain, D.M., Arculus, R. and Kay, R.W. (Eds), Continental Lower Crust, Elsevier Sci., New York, USA, P. 269-316.

- Rudnick, R.L. y Fountain, D.M. 1995. The lower crust. *Rev. Geophys.*, 33, 267-309.
- Rudnick, R.L. y Gao, S., 2003. Composition of the continental crust, pp.1-64. In *The crust* (ed. R.L. Rudnick) Vol. 3 *Treatise on Geochemistry* (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian) Elsevier-Pergamon, Oxford.
- Schaaf, P., Heinrich, W. y Besch, T., 1994. Composition and Sm-Nd data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chem. Geol.* 118, 63-84.
- Scharbert, H.G., 1964. *Neues. Jahob. Mineral. Abhaud.* 100, 59-68 ; 101, 27-66 and 210-231.
- Scheumann, K.H. 1961. *Neues. Jahob. Mineral. Abhaud* 96 : 162-171. Original no consultado citado en. Winkler, G.F.H. 1979 *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Fifth edition. Springer-Verlag New York Heidelberg Berlin.
- Schminke, H. U., Fisher, R.V., y Waters, A.C., 1973. Antidune and chute and pool structures in the base surge deposits of the Laacher See area, Germany. *Sedimentology*, v.20, p. 553-574.
- Seaman S.J., McIntosh, W.C., Geissman, J.W., Williams, M.L., Elston, W.E., 1991. Magnetic fabrics of the Bloodgood Canyon and Shelley Peak Tuffs, southwestern New Mexico: implications for emplacement of the Campanian ignimbrite, Italy, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 56 (1993). 205-220.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutierrez, F. y Speed, R. C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geol. Soc. Am. Sp. Paper*, 278, 1-153.
- Sen, S.K. 1959. *J.Geol.*, Original no consultado citado en: Winkler, G.F.H. 1979 *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Fifth edition. Springer-Verlag New York Heidelberg Berlin.
- Sheridan, M.F. y Updike, R.G., 1979. Sugarloft mountain tephra- a Pleistocene rhyolitic deposit of base-surge origin. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 86, 571-581.
- Shubert, D.H. y Cebull, S.E. 1987. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 101; 159-165.
- Shurbet, D.H. y Cebull, S.E., 1987. Tectonic interpretation of the westernmost part of the Guachita-Marathon (Hercynian) orogenic belt, west Texas-Mexico. *Geology*, 15, 458-461.
- Smithson, S.B. 1978. Modelin Continental Crust: Structure and chemical constrains *Geophys. Res. Lett.* 5, 149-152. Original no consultado citado en: Vielzenf, D. y Vidal, Ph. 1988. *Granulites and cristal evolution* Kenwer academia publishers vol. 311. Series C. Mathematical and Physical Sciences.

- Silva Mora, L., 1979. Contribution a la connaissance de L'axe Volcanique Transmexicain Etude Geologique et Petrologie des laves du Michoacan Oriental. D.I. Université de Droit. D'économie et des Sciences D'aix Marseille. St. Jerome. France.
- Steele, W., 1981. Remanent magnetization of Ash from the 18 May 1980 Eruption of Mount St. Hellens. Geophysical Res. Lett. V.8, No.3, Pages, 213-216.
- Symons, D.T.A., 1967. The magnetic and petrologic properties of a basalt column. Geophys. J. Res. Astr. Soc., 12, 473-490.
- Stuart, C.J., and Brenner, M.G., 1979. "Low regime" base surge dunes- an example from kilbourne and Hunt's Hole, south central New Mexico (Abst.) Geol. Soc. America Abs. With programs 11, 525.
- Tarling, D.H., 1983. Palaeomagnetism. Chapman and Hall, London, 379 pp.
- Tarling D.H. and Hrouda, F., 1993. The magnetic anisotropy of Rocks. Champan and Hall, London, 217 pp.
- Tauxe, L., Mullender, T.A.T., and Pick, T. 1996. Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. J Geophys Res. Vol. 101, No. B1, 571-583.
- Taylor, S.R. y Mc Lennan, S.M.1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford.
- Uribe-Cifuentes, R.M. 1992. Paleomagnetismo y magnetoestratigrafía de la zona norte del campo volcánico Michoacán-Guanajuato. M. Sc. Thesis, Univ. Nal. Auton. México.
- Uribe-Cifuentes, R. M y Urrutia-Fucugauchi, J. 1992. Xenolitos de corteza inferior y estratigrafía volcánica en los maars de Valle de Santiago, Gto., Geos Vol.12,5 (abstr).
- Uribe-Cifuentes, R.M., y Urrutia-Fucugauchi, J. 1999. Paleomagnetic study of the Valle de Santiago volcanics, Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. Geofísica. Int. Vol.38, Núm. 4 pp.217-230.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Molina Garza, R.S., 1992. Gravity modelling of regional crustal and upper mantle structure of the Guerrero terrane – 1. Colima graben and southern Sierra Madre Occidental, western Mexico. Geofís.. Int., 31, 493-507.
- Urrutia-Fucugauchi, J. y Flores-Ruiz, J. H. 1996. Bouguer Gravity Anomalies and Regional Crustal Structure in Central Mexico. International Geology Review. Vol.38, p.176-194.

- Urrutia-Fucugauchi, J. y Uribe Cifuentes, R. M. 1999. Lower crustal xenoliths from the Valle de Santiago Maar Field Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Central México. *International Geology Reviews* 41, 1067-1081.
- Valencia, V.A, Chesley, J., Righter, K., Ruiz, J., Ferrari, L, (en preparación), Temperature, Pressure and Oxygen Fugacity of Crustal Xenoliths from Rincon de Parangueo, Michoacan-Guanajuato Volcanic Field, Mexico.
- Walker, G.P.L., Wilson, L. y Bowell, E.L.G. 1971. Explosive volcanic eruptions- I. The rate and fall of pyroclastics. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 22, 377- 383.
- Walker, G.P.L. 1973. Explosive volcanic eruptions- a new classification scheme. *Geol. Rundsch.* 62, 431- 446.
- Weaver, B.L. y Tarney, J. 1980. Continental crust composition and nature of the lower crust: constrains from mantle Nd-Sr isotope correlation. *Nature* 286, 342-346. in Rudnick, R.L., and Gao, S. 2003.
- Weaver, B.L. y Tarney, J. 1981. Lewisian gneiss geochemistry and Archean crustal development models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 55, 171-180. in Rudnick, R.L. and Gao, S. 2003.
- Weaver, B.L. y Tarney, J. 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature* 310, 575-577. in Rudnick, R.L. and Gao, S. 2003.
- Wedepohl. H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 1217-1239.
- Wohletz, K.H., y Sheridan, M.F., 1979. A model of pyroclastic surge. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, v. 180, p. 177-194.
- Wohletz , K.H. 1980. Explosive hydromagmatic volcanism. Arizona State Univ. Ph. D. diss, 1-303.
- Wohltez , K.H., y Sheridan, M.F., 1983. Hydrovolcanic explosions II: evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *Am. J. Science*, v. 283, p. 385-413.
- Zanella, E., De Astis, G., Dellino, P., Lanza, R., La Volpe, L., 1999. Magnetic fabric and remanent magnetization of Piroclastic surge deposits from Vulcano (Aeolian Islands, Italy),

| | N-12 | RS-10 | RS-15 | RS-16 | LAO1 | LC-15 | LJH-3 | LC-8 | LC-11 | LAO-3 | MN22 | MN52 | MN37 | MN20 | MN32 | MN31 | MN68 |
|---------------------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|------|-------|------|------|-------|-------|-------|
| SiO2 | 46.89 | 49.96 | 45.74 | 47.53 | 46.29 | 46.41 | 50.1 | 50.16 | 50.85 | 46.07 | 50.2 | 51.9 | 51.1 | 51.8 | 46.6 | 46.4 | 49.1 |
| TiO2 | 0.9 | 0.26 | 1.09 | 1.37 | 2.12 | 0.22 | 1.55 | 0.82 | 2.11 | 3.72 | 0.39 | 0.49 | 1.25 | 0.8 | 3.72 | 3.56 | 1.87 |
| Al2O3 | 15.7 | 17.76 | 13.8 | 22.48 | 13.41 | 20.13 | 18.98 | 13.69 | 15.96 | 14 | 18.6 | 18.3 | 16.8 | 16.5 | 15 | 16.4 | 21 |
| Fe2O3 | 5.5 | 5.94 | 1.43 | 1.84 | 4.11 | 5.79 | 9.13 | 13.17 | 9.8 | 16 | 5.78 | 6.02 | 8.77 | 8.36 | 13.12 | 14.82 | 11.15 |
| FeO | 7.3 | 3.7 | 11.14 | 6.86 | 0.16 | 0.09 | 0.16 | 0.17 | 0.15 | 0.19 | 0.11 | 0.12 | 0.17 | 0.17 | 0.16 | 0.16 | |
| MnO | 0.14 | 0.12 | 0.17 | 0.1 | 7.65 | 13.29 | 4.61 | 9.86 | 6.9 | 7.17 | 9.4 | 8.37 | 7.01 | 8.46 | 7 | 4.42 | 4.08 |
| MgO | 9.89 | 9.02 | 13.39 | 5.3 | 15.7 | 12.03 | 9.81 | 10.62 | 10.33 | 10.35 | 12.4 | 11.19 | 10.1 | 10.3 | 11.1 | 10 | 7.39 |
| CaO | 11.46 | 10.44 | 11.41 | 10.08 | 2 | 2.38 | 3.75 | 2.26 | 3.33 | 2.36 | 2.8 | 3 | 3.5 | 3.2 | 2.7 | 3.7 | 3.9 |
| Na2O | 1.84 | 2.14 | 1.94 | 3.51 | 0.3 | 0.75 | 0.69 | 0.21 | 0.65 | 0.37 | 0.23 | 0.32 | 0.49 | 0.4 | 0.29 | 0.47 | 0.8 |
| K2O | 0.13 | 0.27 | 0.27 | 0.25 | 0.04 | 0.03 | 0.44 | 0.02 | 0.32 | 0.04 | 0.03 | 0.23 | 0.18 | 0.05 | 0.37 | 0.06 | 0.72 |
| P2O5 | 0.12 | 0.1 | 0.03 | <0.03 | | | | | | | | | | | | | |
| LOI | 1.5 | 0.2 | 0.05 | 0.05 | | | | | | | 0 | -0.1 | 0 | -0.1 | 0.1 | -0.5 | |
| TOTAL | 99.87 | 99.71 | 100.44 | 99.43 | 101.78 | 101.12 | 99.22 | 100.98 | 100.4 | 100.3 | 99.8 | 100.2 | 101 | 102 | 100.1 | 100.2 | 98.2 |
| Mg# | | | | | | | | | | | 74 | 71 | 59 | 64 | 49 | 35 | 39 |
| CIPW NORMS* | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| q | | 3 | | | | | | | | | | | | | | | |
| c | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| or | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| ab | 0.77 | 1.6 | 1.6 | 1.48 | 1.76 | 4.02 | 4.09 | 1.3 | 3.9 | 2.2 | | | | | | | |
| an | 15.57 | 18.11 | 12.21 | 27.9 | 8.61 | 6.09 | 32.09 | 19.79 | 28 | 19.9 | | | | | | | |
| ne | 34.2 | 38.06 | 28.15 | 44.85 | 26.61 | 38.27 | 33.28 | 27.48 | 27 | 26.6 | | | | | | | |
| di | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| hy | 17.5 | 10.26 | 22.92 | 4.05 | 41.69 | 13.84 | 10.98 | 22.79 | 19 | 20.67 | | | | | | | |
| oi | 16.72 | 19.34 | | | | | | 1.74 | 8.59 | 4.1 | 9.69 | | | | | | |
| ol | 5.15 | | 29.04 | 14.75 | 10.33 | 29.72 | 12.1 | 15.82 | 11 | 10.56 | | | | | | | |
| mt | 7.97 | 8.61 | 2.07 | 2.67 | 2.42 | 1 | 1.75 | 2.58 | 1.9 | 3.04 | | | | | | | |
| il | 1.71 | 0.49 | 2.07 | 2.6 | 4 | 0.39 | 2.98 | 1.61 | 4 | 7.1 | | | | | | | |
| ap | 0.28 | 0.24 | 0.07 | 0.07 | 0.09 | 0.06 | 0.97 | 0.05 | 0.7 | 0.09 | | | | | | | |
| TRACE ELEMENTS, ppm | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | 3.6 | 2.2 | 2 | 2 | 2.18 | 10.3 | 3.05 | 3.64 | 6.2 | 2.32 | 4 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | 5 |
| Sr | 405 | 457 | 508 | 997 | 453 | 219 | 922 | 543 | 218 | 435 | 609 | 646 | 649 | 577 | 532 | 600 | 644 |
| Zr | | | 8 | 1 | 47.6 | 21 | 167 | 18.9 | 181 | 61.7 | 26 | 25 | 32 | 26 | 86 | | 881 |
| La | 2.98 | 1.25 | 2.44 | 3.32 | 4.05 | 1.77 | 16.4 | 0.87 | 7 | 4.31 | | | | | | | |
| Ce | 6.2 | 2.27 | 5.52 | 5.84 | 11.3 | 3.64 | 40.5 | 2.19 | 21.5 | 10.3 | | | | | | | |
| Nd | 6.7 | 1.59 | | | 10.8 | 1.83 | 26.4 | 2.27 | 18 | 7.86 | | | | | | | |
| Sm | 1 | 0.55 | | | 3.18 | 0.56 | 5.7 | 0.93 | 5.1 | 2.3 | | | | | | | |
| Eu | 0.64 | 0.12 | 0.77 | 0.85 | 1.18 | 0.33 | 1.69 | 0.45 | 1.5 | 1.01 | | | | | | | |
| Od | | | | | 3.82 | 6.82 | 6.52 | 1.42 | 5.2 | 2.98 | | | | | | | |
| Tb | 0.17 | 0.12 | 0.21 | 0.09 | 0.56 | 0.18 | 0.82 | 0.25 | 1.2 | 0.46 | | | | | | | |
| Hb | | | | | | 0.26 | 0.91 | | 1.5 | 0.68 | | | | | | | |
| Er | 0.77 | 0.39 | 0.86 | 0.32 | | 0.65 | 2.73 | | 4.5 | 1.76 | | | | | | | |
| Tm | 0.09 | 0.05 | | 0.04 | | 0.17 | 0.35 | | 0.6 | 0.19 | | | | | | | |
| Yb | | | | | 1.33 | 0.61 | 2.46 | | 4.1 | 1.26 | | | | | | | |
| Lu | 0.09 | 0.5 | 0.09 | 0.04 | 0.23 | 0.1 | 0.33 | | 0.6 | 0.18 | | | | | | | |
| Hf | | | | | 1.72 | 0.55 | 4.91 | | 5.1 | 1.72 | | | | | | | |
| Pb | | | | | 1.22 | 1.59 | 1.98 | | | 135 | | | | | | | |
| Pr | 1 | 0.4 | 0.98 | 0.75 | | | | | | | | | | | | | |
| Th | 0.6 | 0.69 | | 3.9 | | | | | | | | | | | | | |
| Yb | 8.15 | 3.81 | | 2.66 | | | | | | | | | | | | | |
| Dy | 1.35 | 0.6 | 1.63 | 0.51 | | | | | | | | | | | | | |
| Gd | 2.43 | 0.91 | 2.63 | 1.42 | | | | | | | | | | | | | |

TABLA III.4 ANÁLISIS QUÍMICOS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZAS

serie L-n; Roberts y Ruiz, 1986
serie Mn; Cameron et al., 1992
serie Rs y N; Valle de Santiago
Mg# = 100 [Mg/(Mg+Fe=)]