



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**“ ANÁLISIS DE LAS BRECHAS DEL POZO UNAM-5 DEL
CRÁTER CHICXULUB MEDIANTE ANISOTROPÍA DE
SUSCEPTIBILIDAD MAGNÈTICA ”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS

(EXPLORACIÓN)

PRESENTA:

MIRIAM VELASCO VILLARREAL

ASESOR : DR. JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI



Ciudad Universitaria D. F.

Junio del 2006



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Agradecimientos

Primero agradezco a Dios por esta oportunidad de vida, que me ha permitido continuar con este trabajo y al mismo tiempo recordar que todas las personas que me rodean son maravillosas.

Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi le agradezco por depositar su confianza en mí, por su apoyo en todo momento y su paciencia durante el desarrollo de este trabajo.

Al jurado asignado: a la Dra. Cecilia Caballero Miranda por sus valiosos comentarios, al Dr. Francisco Vega Vera por su comprensión y paciencia; al Dr. Roberto Molina Garza por sus aportaciones a este trabajo y al Dr. Mario Rebolledo Vieyra por sus útiles comentarios para la realización de este trabajo.

A la Dra. Ana María Soler Arechalde por su orientación, por su ayuda y por su disposición para la realización de esta investigación.

Al comité académico por su comprensión y paciencia. A todo el personal del Departamento de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica, también a todo el personal del laboratorio de paleomagnetismo por su asesoría.

A la UNAM, por otra oportunidad en sus bellas instalaciones y por los mentores que nos nutren de su conocimiento y nos guían en la obtención de éste.

Al Proyecto CONACYT G32526T “El programa de perforación profunda en la estructura de impacto de Chicxulub, península de Yucatán, México”, por el apoyo económico sin el cual no se hubiera efectuado esta investigación.

A Elia Escobar S. y Gabriel Vázquez por su incondicional apoyo en mis grandes dudas de geología y por su amistad. A Alejandra Aguilar, Martha Elizondo, Héctor Hernández, Guadalupe Maldonado, Jorge Rivas, Leticia S., por su amistad, sus oraciones y consejos en todo momento, brindados para la realización de la tesis y la conservación de la Fe. A Alejandro Kato O., por sus oraciones y amistad de tantos años. A mis amigos María Alcaráz y Eleuterio Colín por estar siempre al pendiente de mi salud y por su amistad.

Dedicatoria

*E*ste trabajo de tesis está dedicado principalmente a mi madre Maria Teresa Villarreal Cruz, por su apoyo siempre incondicional, su amor y fe en mí, por sus cuidados y preocupación en los momentos más tristes y difíciles de esta etapa de mi vida, así como en los momentos más felices que siempre son más que los de pena. Por todo gracias.

A mi hermana Adriana, que aunque está lejos, siempre está conmigo, a mi tía Estela, Maritryny y Omar por su cariño y cuidados. A mi madrina Margarita Guerrero S. que siempre está pendiente de nosotras y a todas las personas que con sus actos y oraciones contribuyeron para la recuperación de mi salud.

A la memoria de mi abuela Trinidad, por su ejemplo de trabajo incansable. Y a mi tío Alejandro, por el regalo de su tiempo siempre dispuesto a asistirnos.

ÍNDICE

Página

| | |
|-------------------------|------------|
| Agradecimientos | <i>i</i> |
| Dedicatoria | <i>ii</i> |
| Índice de figuras | <i>vi</i> |
| Resumen | <i>x</i> |
| Introducción | <i>xii</i> |

CAPÍTULO I. FORMACIÓN Y TIPOS DE ROCA DE UN CRÁTER DE IMPACTO1

| | | |
|-----|--|----|
| I.1 | Introducción | 1 |
| I.2 | Generación de un cráter de impacto | 2 |
| | I.2.1 Dinámica del impacto | 2 |
| | I.2.2 Etapas en la formación de un cráter de impacto | 2 |
| | I.2.2.1 Contacto y /o Compresión | 2 |
| | I.2.2.2 Excavación | 4 |
| | I.2.2.3 Modificación | 6 |
| I.3 | Tipos de roca en estructuras de impacto | 8 |
| | I.3.1 Brechas de impacto | 8 |
| | I.3.2 Tipos de Brecha | 9 |
| | I.3.2.1 Rocas por debajo del cráter | 9 |
| | I.3.2.1.1 Rocas parautoctonas | 9 |
| | I.3.2.1.2 Brechas líticas (parautoctonas) | 9 |
| | I.3.2.1.3 Brechas alogénicas (corte y cruce) | 10 |
| | I.3.2.1.4 Pseudotaquilita | 10 |
| | I.3.2.2 Rocas de relleno del cráter | 11 |
| | I.3.2.2.1 Rocas alogénicas | 11 |
| | I.3.2.2.1 a) Brecha lítica (alogénica) | 12 |
| | I.3.2.2.1 b) Brecha con fragmentos de roca fundida (suevitas alogénicas) | 12 |
| | I.3.2.2.1 c) Brechas con matriz de roca fundida | 13 |
| I.4 | La pluma de vapor | 16 |
| | I.4.1 Expansión de la pluma de vapor | 16 |
| | I.4.2 Evolución de la pluma de vapor en el Chicxulub | 18 |
| | I.4.2.1 Nube de alta temperatura o Huella externa (warm fireball) | 18 |
| | I.4.2.2 Nube de muy alta temperatura o Huella (hot fireball) | 19 |
| | I.4.3 Dispersión por la vía de la cortina de eyecta y la nube de vapor | 20 |

CAPÍTULO II ANISOTROPIA MAGNÉTICA DE ROCAS 23

| | | |
|------|---|----|
| II.1 | Introducción | 23 |
| II.2 | Diamagnetismo, paramagnetismo y ferromagnetismo | 23 |
| | II.2.1 Diamagnetismo | 23 |
| | II.2.2 Paramagnetismo | 23 |
| | II.2.3 Ferromagnetismo y antiferromagnetismo | 24 |

| | | |
|--|--|-----------|
| II.3 | Concepto de Anisotropía de susceptibilidad | 25 |
| II.3.1 | Susceptibilidad | 25 |
| II.3.1.1 | Definición de AMS | 26 |
| II.3.1.2 | Tensor de susceptibilidad magnética | 27 |
| II.3.2 | Tipos de anisotropía | 29 |
| II.3.2.1 | Anisotropía cristalina | 29 |
| II.3.2.2 | Anisotropía de forma | 30 |
| II.3.2.3 | Otros tipos de anisotropía de susceptibilidad | 30 |
| II.4 | Parámetros de AMS | 31 |
| II.4.1 | Parámetros relativos a la magnitud y forma del elipsoide de AMS | 31 |
| II.4.1.1 | Grado de anisotropía | 31 |
| II.4.1.2 | Grado de anisotropía corregida | 32 |
| II.4.1.3 | Lineación y Foliación | 32 |
| II.4.1.4 | Parámetro de forma T | 33 |
| II.4.1.5 | Parámetros q y v | 34 |
| II.4.2 | Método de realce de la fábrica magnética | 34 |
| II.4.3 | Representación gráfica de la anisotropía | 35 |
| II.5 | Anisotropía magnética de minerales | 36 |
| II.5.1 | Introducción | 36 |
| II.5.2 | Minerales ferromagnéticos | 38 |
| II.5.3 | Minerales paramagnéticos | 40 |
| II.5.4 | Minerales diamagnéticos | 41 |
| II.6 | Anisotropía magnética en rocas | 42 |
| II.6.1 | Rocas sedimentarias | 42 |
| II.6.2 | Rocas ígneas | 45 |
| II.6.3 | Rocas metamórficas | 50 |
| II.6.4 | Otro tipo de rocas | 52 |
| CAPÍTULO III. ANÁLISIS DE LOS NÚCLEOS DEL POZO UNAM-5 | | 54 |
| III. | Introducción..... | 54 |
| III.1 | Resumen geológico general del Mesozoico y Cenozoico | 55 |
| III.1.2 | Características del cráter | 57 |
| III.2 | Ubicación del pozo UNAM-5 | 58 |
| III.3 | Estratigrafía de la columna del pozo UNAM-5 | 60 |
| III.4 | Metodología | 65 |
| III.5 | Implementación del método de AMS | 72 |
| III.5.1 | Análisis por unidades que forman la sección de brechas | 83 |
| III.6 | Experimentos térmicos de realce de la fábrica | 94 |
| III.6.1 | Proyecciones ortográficas por unidad en las diferentes temperaturas | 104 |
| III.6.2 | Mediciones de histéresis | 112 |
| III.7 | Representación de la NRM | 117 |
| III.7.1 | Introducción | 117 |
| III.7.2 | Histogramas de la inclinación de la NRM | 118 |

III.8 Efecto de borde en especímenes seleccionados121

CAPÍTULO IV. DISCUSIÓN128

CONCLUSIONES135

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS138

ANEXO I Fotografías de los especímenes147

ANEXO II Tablas y figuras ...162

ANEXO III Vocabulario171

ANEXO IV Pruebas de normalidad 175

INDICE DE FIGURAS

| Figura | | Página |
|---------------------|--|--------|
| Capítulo I | | |
| 1.1 | Etapa de contacto y compresión | 3 |
| 1.2 | Etapa de Excavación: formación del cráter transitorio | 5 |
| 1.3 | Cráter transitorio | 5 |
| 1.4 | Desarrollo de una estructura compleja de impacto | 7 |
| 1.5 | Estructura compleja de impacto | 8 |
| 1.6 | Fotografía de un conjunto de núcleos del pozo UNAM-5 | 14 |
| 1.7 | Modelo de la formación de una pluma de vapor | 22 |
| Capítulo II | | |
| 2.1 | Orientación de momentos magnéticos en sustancias ferromagnéticas | 25 |
| 2.2 | Esquema de medición para los elementos de susceptibilidad | 28 |
| 2.3 | Elipsoide de susceptibilidad | 29 |
| 2.4 | Gráficos de datos de AMS sobre proyecciones ortográficas | 36 |
| 2.5 | Contribución mineral de la susceptibilidad de una roca | 37 |
| 2.6 | Diagrama ternario. Composiciones de minerales óxidos de Fe y Ti | 39 |
| 2.7 | Gráficos de rocas sedimentarias (grado de anisotropía Pj) | 44 |
| 2.8 | Fábrica de depósitos de Loess | 44 |
| 2.9 | Gráfico de Lineación contra Foliación | 45 |
| 2.10 | Fábrica magnética en tobas e ignimbritas imbricadas | 46 |
| 2.11 | Mapa y orientación de los ejes de susceptibilidad en el flujo de lava Chribsky, Moravia, Checoslovaquia | 47 |
| 2.12 | Anisotropía de rocas volcánicas | 48 |
| 2.13 | Anisotropía de rocas plutónicas | 49 |
| 2.14 | Orientación de susceptibilidades principales del granito Tis | 50 |
| 2.15 | Gráfico de anisotropía magnética de algunas rocas metamórficas | 51 |
| Capítulo III | | |
| 3.1 | Mapa de la Península de Yucatán | 54 |
| 3.2 | Mapa geológico de Yucatán | 59 |
| 3.3 | Columna litológica del pozo UNAM-5 | 63 |
| 3.4 | Columna litológica de las brechas del pozo UNAM-5 | 64 |
| 3.5 | Marcas para efectuar las mediciones de AMS | 67 |
| 3.6 | Patrón de mediciones del KLY-2 | 67 |
| 3.7 | Histograma de la distribución Normal | 69 |
| 3.8 | Gráfico de probabilidad normal | 70 |
| 3.9 | Proyección ortográfica de igual área. Unidad 1 | 80 |
| 3.10 | Proyección ortográfica de igual área. Unidad 2 | 80 |

| Figura | | Página |
|------------------------|---|--------|
| 3.10 a), b), c) | Proyecciones ortográficas de igual área de los ejes k1,k2, k3 de la unidad 2 respectivamente | 80 |
| 3.11 | Proyección ortográfica de igual área de la unidad 3 | 81 |
| 3.11 a), b), c) | Proyecciones ortográficas de los ejes k1, k2, k3 de la unidad 3 respectivamente | 81 |
| 3.12 | Proyección ortográfica de igual área de la unidad 4 | 81 |
| 3.12 a), b), c) | Proyecciones ortográficas de los ejes k1, k2, k3 de la unidad 4 respectivamente | 82 |
| 3.13 | Proyección ortográfica de igual área de las 4 unidades | 82 |
| 3.14 a) hasta 3.14 n) | Proyecciones ortográficas de los especímenes de la U1 en diferentes temperaturas | 104 |
| 3.14 ñ) | Proyección ortográfica del espécimen mir76 | 105 |
| 3.14 o) | Proyección ortográfica del espécimen mir80 | 105 |
| 3.15) a) hasta 3.15 n) | Proyecciones ortográficas de los especímenes de la U2 en las diversas temperaturas | 106 |
| 3.15 ñ) | Proyección ortográfica del espécimen mir3 | 107 |
| 3.15 o) | Proyección ortográfica del espécimen mir14 | 107 |
| 3.16 a) hasta 3.16 m) | Proyecciones ortográficas de los especímenes de la U3 en diferentes temperaturas | 108 |
| 3.16 n) | Proyección ortográfica del espécimen mir37 | 109 |
| 3.16 ñ) | Proyección ortográfica del espécimen mir46 | 109 |
| 3.17 a) hasta 3.17 n) | Proyecciones ortográficas de los especímenes de la U4 en las diversas temperaturas | 110 |
| 3.17 ñ) | Proyección ortográfica del espécimen mir50 | 111 |
| 3.17 o) | Proyección ortográfica del espécimen mir69 | 111 |
| 3.18 a), 3.18 b) | Diagrama de Day y ciclos de histéresis respectivamente de una muestra a 333.6 m de profundidad | 113 |
| 3.19 a), 3.19 b) | Diagrama de Day y ciclos de histéresis respectivamente de una muestra a 413 m de profundidad | 114 |
| 3.20 a), 3.20 b) | Diagrama de Day y ciclos de histéresis respectivamente de una muestra a 481.71 m de profundidad | 115 |
| 3.21 a) | Curvas de adquisición de IRM (471.05 - 471.17 m) | 116 |
| 3.22 | Proyección ortográfica del espécimen mir13 (efecto de borde) | 127 |
| 3.23 | Proyección ortográfica del espécimen mir18 (efecto de borde) | 127 |
| 3.24 | Proyección ortográfica del espécimen mir33 (efecto de borde) | 127 |
| 3.25 | Proyección ortográfica del espécimen mir35 (efecto de borde) | 127 |
| 3.26 | Proyección ortográfica del espécimen mir74 (efecto de borde) | 127 |
| Capítulo IV | | |
| 4.1 | Proyección ortográfica de igual área de los ejes principales de cada unidad y columna litológica. | 133 |
| 4.2 | Gráfico de susceptibilidad e intensidad de NRM contra profundidad y columna de la sección de brechas. | 134 |

ÍNDICE DE GRÁFICOS

| Gráfico | página |
|---------------------|--------|
| Capítulo III | |
| 3.5.1 a), b) | 72,73 |
| 3.5.2 | 74 |
| 3.5.3 | 75 |
| 3.5.4 | 76 |
| 3.5.5 | 76 |
| 3.5.6 | 77 |
| 3.5.7 | 78 |
| 3.5.8 | 79 |
| III.5.1 | |
| 3.5.1.1 | 83 |
| 3.5.1.2 | 84 |
| 3.5.1.3 | 84 |
| 3.5.1.4 | 85 |
| 3.5.1.5 | 86 |
| 3.5.1.6 | 87 |
| 3.5.1.7 | 88 |
| 3.5.1.8 | 89 |
| 3.5.1.9 | 90 |
| 3.5.1.10 | 91 |
| 3.5.1.11 | 92 |
| 3.5.1.12 | 93 |
| III.6 | |
| 3.6.1 | 94 |
| 3.6.2 | 95 |
| 3.6.3 | 95 |
| 3.6.4 | 96 |
| 3.6.5 | 96 |
| 3.6.6 | 97 |
| 3.6.7 | 98 |
| 3.6.8 | 98 |
| 3.6.9 | 99 |
| 3.6.10 | 100 |
| 3.6.11 | 100 |
| 3.6.12 | 101 |
| 3.6.13 | 101 |
| 3.6.14 | 102 |
| 3.6.15 | 103 |
| 3.6.16 | 103 |

| Gráfico | | página |
|------------|--|--------|
| III.7 | | |
| 3.7.2.1 | Histograma de la inclinación de los especímenes de la U1 | 118 |
| 3.7.2.2 | Histograma de la inclinación de los especímenes de la U2 | 118 |
| 3.7.2.3 | Histograma de la inclinación de los especímenes de la U3 | 119 |
| 3.7.2.4 | Histograma de la inclinación de los especímenes de la U4 | 119 |
| 3.7.2.5 | NRM contra profundidad | 120 |
| 3.7.2.5 b) | NRM contra profundidad de la U1 | 121 |
| III.8 | | |
| 3.8.1 | Susceptibilidad contra profundidad de las muestras con efecto de borde | 122 |
| 3.8.2 | Pj contra T de las muestras con efecto de borde | 123 |
| 3.8.3 | F contra L de las muestras con efecto de borde | 124 |
| 3.8.4 | Pj y T contra profundidad de las muestras con efecto de borde | 125 |
| 3.8.5 | F y L contra profundidad de las muestras con efecto de borde | 126 |

ÍNDICE DE TABLAS

| Número | | Página |
|--------|--|--------|
| 1 | Criterios para la clasificación de impactitas | 15 |
| 2 | Minerales paramagnéticos y diamagnéticos | 41 |
| 3 | Parámetros estadísticos | 68 |
| 4 | Distribución de los especímenes por unidad | 71 |
| 5 | Especímenes seleccionados para la evaluación del efecto de borde | 121 |

ANÁLISIS DE LAS BRECHAS DEL POZO UNAM-5 DEL CRÁTER CHICXULUB MEDIANTE ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

RESUMEN

El cráter de Chicxulub constituye una de las estructuras de impacto de mayores dimensiones documentadas en el registro geológico terrestre y la única cuenca multianillada que preserva la secuencia de brechas. El estudio de las brechas permite investigar los mecanismos de fragmentación y de colapso y depósito de la nube de material fragmentado y calentado generado por el impacto. Parte de la información sobre estos procesos se conserva en los tipos de fábrica. El objetivo general de este trabajo es investigar el tipo y características de la fábrica en los depósitos de brecha de impacto mediante el método de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS). Este estudio se realizó en las brechas de impacto del pozo UNAM-5, perteneciente al cráter Chicxulub, aproximadamente a 110 km del centro de la estructura y a 3.5 km al noroeste del poblado de Santa Elena. Como parte del estudio se consideró de interés efectuar experimentos térmicos de realce de la fábrica magnética y la evaluación del efecto de borde en las mediciones de anisotropía.

En el pozo UNAM-5, la brecha de impacto tiene un espesor de 172 m, y se define como una brecha polimíctica tipo suevítica con matriz arcillosa, rica en carbonato, vidrio de impacto, roca fundida de impacto, fragmentos del basamento y brecha tipo suevita con matriz de roca fundida. Por el tamaño de los fragmentos y la coloración de la matriz se determinaron cuatro unidades de brecha. Se seleccionaron 80 especímenes y se cortaron en forma cúbica con un volumen aproximado de 8 cm³. La AMS tiene la contribución de diferentes fracciones minerales y se define a través de un elipsoide de susceptibilidad magnética que identifica direcciones principales de susceptibilidad y es descrita también por parámetros magnéticos como son la foliación, la lineación, el grado de anisotropía y el parámetro de forma T.

De la inspección por medio de AMS se encontraron dos tipos de fábrica; Uno es prolado en los primeros 118 m de la columna (332.05 – 450.70 m), donde la Lineación está presente en un 55% y la susceptibilidad en esta sección se presenta dispersa y con valores de 250 a 1000 ($\times 10^{-6}$ SI). El otro es oblado en los siguientes 53 m (450.72 - 504 m), en los que la susceptibilidad es mayor (~ 700 a 1500×10^{-6} SI) y está mejor agrupada. El grado de anisotropía ($P_j \leq 1.1$) en general se presenta dentro los valores reportados en la literatura, correspondiente a las rocas sedimentarias e ígneas.

La intensidad promedio de la NRM en la secuencia analizada es de 79.385×10^{-3} A/m. La inclinación promedio obtenida de los especímenes es negativa (-37°) lo que sugiere que las muestras podrían haber adquirido su magnetización durante el cron geomagnético 29R, es decir, estarían dentro del límite K-T.

Con el experimento de evaluación del efecto de borde se mostró que se afectaron las mediciones de AMS pero se mantuvo la forma prolada inicial de los valores originales. El proceso de realce de la fábrica provocó que los parámetros de AMS presentaran dos tendencias: una ascendente y la otra descendente entre los 350° y 500° C, sus proyecciones de igual área mostraron movimiento de los ejes principales entre los 350° y 450° C, por lo que el realce evidenció la formación o manifestación de nuevos minerales magnéticos a partir de los ya existentes en las brechas.

Es importante mencionar que en este tipo de eventos de impacto de grandes dimensiones concurren muchas variables y se esperaba que los resultados fueran más aleatorios (como lo muestran las proyecciones de cada unidad), sin embargo las mediciones muestran ciertos patrones que sugieren la ocurrencia de procesos de depósito (las proyecciones mostrando los ejes por separado así lo sugieren, así como los resultados de los parámetros de AMS), las diferencias en la composición de las unidades, al inicio de la columna con menor cantidad de roca fundida y hacia la profundidad con mayores proporciones de ésta y fragmentos del basamento que dan una señal más fuerte de susceptibilidad, cabe la posibilidad de que haya otros procesos que afecten la fábrica en cada unidad durante la etapa de modificación del cráter. Como es un fenómeno difícil de reproducir a escala de laboratorio se requieren de estudios adicionales en otras disciplinas y más investigaciones en los otros pozos que han cortado la brecha de impacto para ampliar y complementar la información.

INTRODUCCIÓN

El descubrimiento del cráter Chicxulub en la península de Yucatán ha atraído la atención de los grupos de investigación en ciencias planetarias y ciencias de la tierra, particularmente aquellos interesados en impactos de grandes dimensiones, formación de estructuras complejas de multianillos, extinciones masivas, efectos globales de impactos y la frontera Cretácico-Terciario. El cráter se formó por el impacto de un bólido en la plataforma carbonatada de Yucatán, México. La formación del cráter se genera en tres fases: Contacto y Compresión, Excavación, y Modificación; dentro de cada una se generan procesos físicos distintos que las diferencian. Durante la formación de las estructuras de impacto se produce un tipo de roca llamado *Impactita* (French, 1998), producidas en diferentes etapas y lugares, dentro, debajo y alrededor de la estructura final de impacto. El cráter de Chicxulub fue cubierto por sedimentos carbonatados en el Cenozoico y esta cubierta permitió la preservación del eyecta y protegió la estructura de los efectos de la erosión. En esta tesis se presentan resultados del estudio de las unidades de brecha formadas por el impacto.

La brecha de impacto de interés en este estudio pertenece a los núcleos del pozo UNAM-5, que está ubicado a 110 km del centro de la estructura del cráter (Figura 3.2). La secuencia con un espesor de 172m, incluye una brecha polimíctica tipo suevita con matriz arcillosa, rica en carbonato, vidrio de impacto, material o roca fundida (melt) de impacto y fragmentos graníticos del basamento. La importancia que reviste este pozo, al igual que el UNAM-7 y el UNAM-6, es su contenido en material producido por el impacto.

Una disciplina que se aplica al estudio de las rocas es el magnetismo que analiza las propiedades magnéticas de rocas y minerales. Las técnicas de magnetismo de rocas tienen como objetivo determinar las características mineralógicas mediante el comportamiento magnético. Al aplicar un campo magnético a cualquier tipo de sustancia, esta adquirirá una magnetización transitoria o permanente, dependiendo de las características de su composición, estructura atómica y de las condiciones ambientales. Como las rocas están compuestas de diversos materiales, la señal proporcionada representará esta variedad de materiales, imperando la señal de la fracción ferromagnética, ya que los minerales magnéticos son fáciles de detectar, de medir pero no tan sencillos de identificar. La herramienta magnética que se usará en la medición de las brechas es la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética o AMS (por sus siglas en inglés). Según Butler (1998), Las rocas en las que la intensidad de la magnetización, inducida o remanente depende de la dirección

del campo aplicado presentan anisotropía magnética. En tales rocas, la dirección de magnetización se desvía del campo magnetizante.

Según Butler (1998) se consideran dos clases de anisotropía magnética: AMS y AMR.

1. La Anisotropía de Susceptibilidad Magnética, en la cual la susceptibilidad (y su anisotropía) está en función de todas las especies minerales presentes en la roca (Tarling y Hrouda, 1993).
2. La Anisotropía de Magnetización Remanente, en la cual la magnetización remanente adquirida puede desviarse de la dirección del campo magnético aplicado durante el tiempo de la obtención de remanencia (Butler, 1998).

La AMS permite reconocer la fábrica magnética e identificar las contribuciones de sus fracciones minerales, la AMS puede definirse como la ocurrencia de diferentes energías de magnetización en diferentes direcciones según Stacey (1960), o a través del elipsoide de susceptibilidad magnética que identifica dos parámetros importantes como son la Foliación y la Lineación magnética. La Foliación es el plano perpendicular a la susceptibilidad magnética mínima y la Lineación magnética que es la dirección de la susceptibilidad máxima. Las direcciones de los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad se grafican generalmente sobre una proyección ecuatorial ortográfica en el hemisferio inferior. Los ejes principales de susceptibilidad: máximo (k_1), intermedio (k_2) y mínimo (k_3) son graficados como cuadrados, triángulos y círculos respectivamente (Tarling y Hrouda, 1993).

Se escogió la AMS porque es una técnica rápida, económica y no destructiva (Tarling y Hrouda, 1993). Las aplicaciones de la AMS se han realizado en rocas sedimentarias, para determinar direcciones de paleocorrientes; en rocas ígneas se ha usado en el análisis de flujo de lavas (Butler, 1998); en geología estructural se ha aplicado para examinar los patrones de esfuerzo. También puede ser usada no solo para definir direcciones, sino condiciones de flujo (en sedimentos o lavas); como indicador de flujo es particularmente útil donde los marcadores típicos del flujo son pocos o están ausentes (Tarling y Hrouda, 1993). Finalmente también es eficaz para identificar y caracterizar cuerpos rocosos distintos (Hrouda, 1982).

Objetivos

Los objetivos de este estudio se concentran en la investigación y caracterización de las brechas formadas formada en el impacto, en particular en definir el tipo de fábrica en las muestras de los núcleos de la brecha de impacto mediante el método de la AMS. Se escogió

esta técnica no destructiva porque el costo de las perforaciones es muy elevado y el material con que se cuenta, es decir, los núcleos del Chicxulub son muy solicitados para otras investigaciones que emplean técnicas destructivas. Los pasos para cumplir este objetivo son: 1) Implementación del método de anisotropía de susceptibilidad magnética; 2) Realización de un experimento térmico de realce de la fábrica magnética en algunos especímenes; 3) Evaluación del efecto de borde en especímenes seleccionados y comparación con los datos originales de éstos.

El trabajo escrito consiste de cuatro capítulos. El primero trata sobre las brechas de impacto, su concepto y los diferentes tipos que existen según su génesis. El capítulo dos presenta el marco teórico de lo que es la Anisotropía, como se mide y su forma en minerales y rocas; el capítulo tres presenta la ubicación, litología y el análisis por medio del método de AMS de los especímenes de los núcleos del pozo UNAM-5, dividido en cuatro unidades en base a las características de las muestras. El capítulo cuatro muestra la discusión de resultados y finalmente las conclusiones. Las referencias bibliográficas y cuatro anexos.

CAPÍTULO I

FORMACIÓN Y TIPOS DE ROCA DE UN CRÁTER DE IMPACTO

I.1 Introducción

Además de los procesos formadores del paisaje terrestre (las fuerzas volcánicas, la elevación de montañas, la meteorización, los procesos gravitacionales y la erosión), las colisiones de objetos extraterrestres con la tierra han dado forma a la superficie terrestre; especialmente los raros pero catastróficos impactos de gran tamaño de asteroides y cometas que han perturbado la corteza y alterado su historia geológica (French, 1998).

Según el diccionario de Ciencias de la Tierra (2000), un cráter de impacto es una depresión casi circular producida por el choque de un cuerpo extraterrestre sobre una superficie planetaria. Complementando la definición anterior cito textualmente a Carrasco Núñez (1997).

“La forma geométrica de un cráter de impacto consiste de un borde definido en forma circular u oval, que circunda una depresión central dentro de la cual existe generalmente un montículo o porción ligeramente levantada del fondo del cráter. “

Según French (1998) dependiente de la extensión del cráter transitorio existen tres tipos de estructuras de impacto: Cráteres simples, complejos y cuencas multianilladas.

Los rasgos típicos de un **cráter simple** son su delimitación de forma circular en forma de cuenco, las orillas elevadas y montículos de depósitos de eyecta alrededor de las orillas y de pequeñas dimensiones. Ejemplo de éste tipo es el cráter Meteor, en Arizona (D=1.2 Km) La transición de cráteres simples a complejos, para estructuras terrestres, se da en diámetros aproximados a 4 Km en rocas cristalinas; en sedimentarias, aproximadamente a 2 Km (French 1998); Los **cráteres complejos** están caracterizados por una región central elevada, un piso generalmente plano y colapsos extensos internos alrededor de las orillas; representantes de este tipo son: el cráter lunar Theophilus (D=100 Km), el cráter terrestre Vredefort, en Sudáfrica (D= 200-300 Km). Las **cuencas multianilladas** son definidas como estructuras que tienen dos o más anillos internos elevados y valles intermedios o interpuestos fallados; un ejemplo es la cuenca lunar Mare Orientale con un diámetro de 930 Km en su anillo más externo y sus anillos internos tienen diámetros de 620, 480 y 320 Km.

A continuación se presenta el proceso de formación de un cráter de impacto.

I.2 Generación de un cráter de impacto

I.2.1 Dinámica del impacto

Los grandes impactos liberan una gran cantidad de energía. Esta se deriva de la energía cinética del proyectil que es $E=(1/2)mv^2$, donde m es la masa del meteorito y v es su velocidad. La velocidad de impacto supera la del sonido en el orden de decenas de kilómetros por segundo, aún para pequeños objetos; además de esta energía liberada está la formación del cráter resultante.

En el instante del impacto la energía cinética es convertida en ondas de choque de inmensas presiones (≥ 500 GPa), y calor, estas presiones hacen que las rocas del objeto impactado sufran deformación elástica y plástica; las ondas de choque radian rápidamente hacia fuera, desde el punto de impacto y a través de éste a velocidades de 10 Km/s (French 1998), se expanden y ponen en movimiento grandes volúmenes de roca impactada, que es fragmentada, deformada, fundida y vaporizada en segundos. La temperatura en estos impactos supera los 2000° C (French, 1998); también esta energía pasa a la atmósfera y a la biosfera, lo que causa drásticos cambios ambientales.

I.2.2 Etapas de formación de un cráter de impacto

La formación de un cráter de impacto es un proceso que comienza cuando el proyectil hace contacto con la superficie del planeta y termina con el movimiento final de los restos alrededor del cráter. Este proceso se ha dividido en varias etapas, cada una modelada por procesos físicos; no es posible definir con exactitud cuando se inicia o cuando termina una. Las etapas son: Contacto y Compresión, Excavación y Modificación (Melosh, 1989).

I.2.2.1 Contacto y/o Compresión

Esta etapa se inicia cuando el bólido hace contacto con el objetivo impactado; su rápido movimiento empuja el material impactado fuera de su ruta, comprimiendo y acelerándolo a una fracción de la velocidad de impacto; al mismo tiempo la resistencia del blanco a ser penetrado desacelera al proyectil. El material de la zona de contacto entre el bólido y la superficie impactada es comprimido creando ondas de choque. El paso de estas ondas produce una compresión muy alta de los estratos, fracturándolos y generando un brechamiento muy intenso mientras la descompresión envía las rocas fuera del cráter

(Carrasco Núñez, 1997). Las presiones de choque alcanzan cientos de GPa excediendo la dureza del objetivo impactado y del proyectil. Ambos materiales pueden ser fundidos o vaporizados a tales presiones. (Melosh, 1989).

El resultado principal de esta etapa es la transferencia de gran cantidad de la energía cinética al punto de impacto. Esta fase se caracteriza por las altas presiones, temperaturas y velocidades, todas localizadas dentro de una región comparable en tamaño al proyectil; así esta fase es la más corta; esta duración también depende del tamaño, composición y velocidad del bólide.

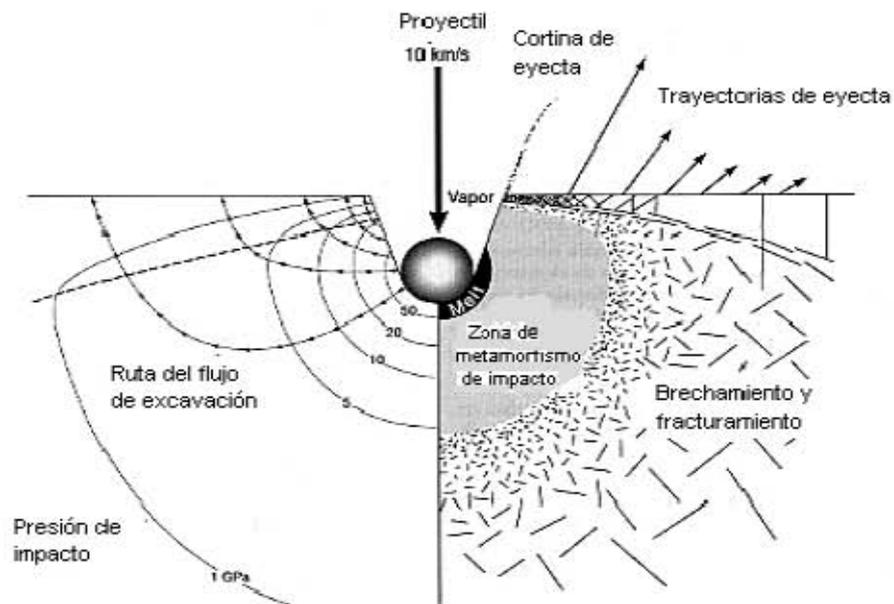


Fig.1.1 Etapa de Contacto-Compresión: presiones de impacto inicial y líneas de flujo de excavación alrededor del punto de impacto. En el lado derecho de la figura se observan los efectos del choque del cuerpo contra el blanco medidos en Gigapascales. A más de 50 Gpa se forma la unidad de melt, de 5 a 50 Gpa se observan los efectos de la deformación (metamorfismo de impacto) y de 1 a 5 GPa se forma el brechamiento y fracturamiento. (French, 1998).

I.2.2.2 Excavación

Esta etapa comienza inmediatamente después que ha terminado la de contacto y compresión. La excavación del cráter se produce por la liberación de energía en forma de trabajo mecánico en el proceso de descompresión. Gran parte del material impactado es fragmentado y abandona el lugar de impacto mientras que otra parte puede ser depositada o bien, quedar dentro de los límites del cráter “cementada” por material fundido (Cedillo pardo y Grajales Nishimura, 1997). (ver Figura1.2).

Esta etapa se caracteriza por dos procesos que coexisten en diferentes grados. El primero es la expansión de la onda de choque, producida durante la etapa anterior y el segundo proceso, es el flujo de excavación que abre el cráter (Melosh, 1989). La expansión y el decaimiento de la onda de choque es el principal regulador del proceso termodinámico durante la formación del cráter. Las masas y temperaturas de material fundido y vaporizado son determinadas casi solamente por la dinámica de la expansión de la onda de impacto. La forma y tamaño del cráter final son determinados casi exclusivamente por el flujo de excavación y su interacción con la gravedad y dureza del punto de choque del planeta.

Durante el proceso de compresión y excavación se forma una cavidad de carácter transitorio semiesférica que es modificada debido a una serie de factores (Cedillo Pardo y Grajales Nishimura, 1997). El cráter transitorio ideal es una depresión con forma de cuenco con sus márgenes elevadas y su forma es aproximadamente hemisférica (Fig.1.3), según French (1998) su profundidad máxima es aproximadamente un tercio de su diámetro y esta proporción parece permanecer aproximadamente constante para cráteres de diferente tamaño (French, 1998). Esta etapa dura más tiempo que la anterior y requiere de segundos a minutos para completarse (Melosh,1989).

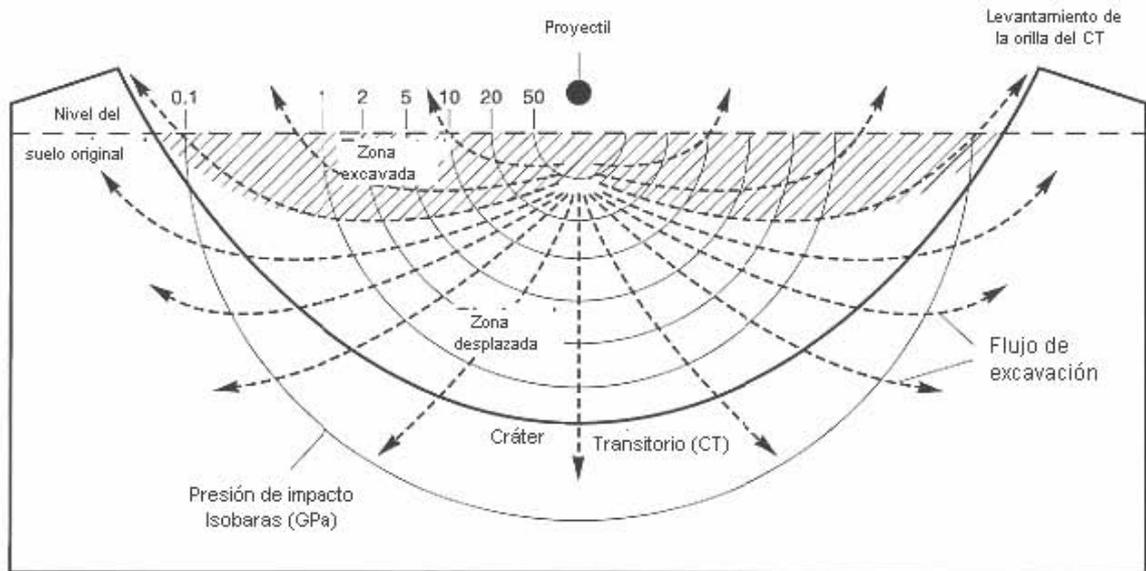


Figura 1.2 Etapa de Excavación: formación del cráter transitorio. Se observa el desarrollo del cráter transitorio inmediatamente después del contacto. Las complejas interacciones de la onda de choque, la superficie del blanco y la subsecuente onda de rarefacción producen el flujo de excavación hacia fuera (flechas punteadas) que abren el cráter provisional. En la parte superior de esta zona (Zona excavada, marcada con numeración del 0.1 al 50), el material del blanco es excavado, fracturado y expulsado más allá de la orilla del cráter transitorio. En la parte inferior (Zona desplazada) el material del blanco es dirigido hacia abajo y al exterior, pero no alcanza la superficie (French, 1998).

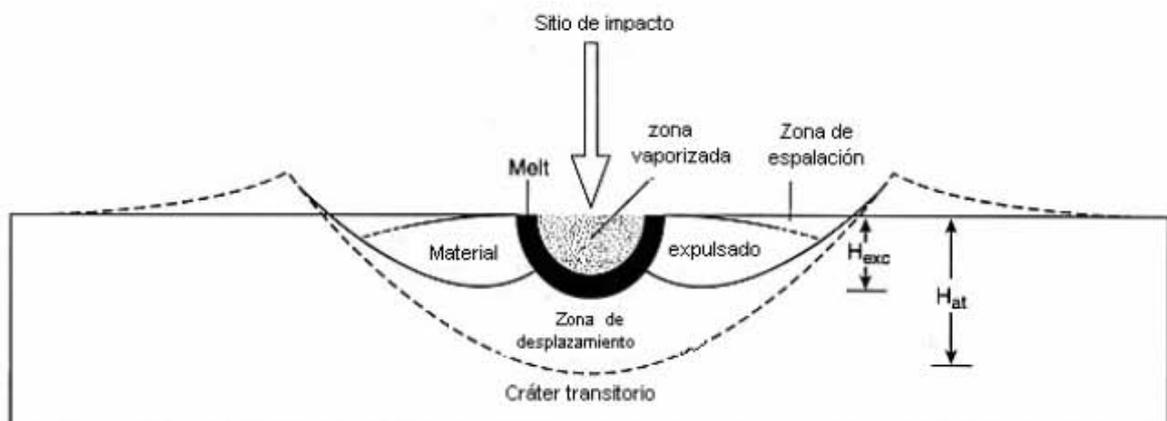


Figura 1.3 Cráter Transitorio: En la figura se muestra el cráter transitorio teórico, se notan zonas con material metamorfozado por el impacto- La zona "Vaporizada" es el lugar más cercano al punto de impacto (Zona punteada) que contiene una mezcla del blanco vaporizado y el proyectil, el cual se expande hacia arriba y al exterior, dentro de la atmósfera como una **Pluma de vapor**. La zona siguiente de color negro es la roca fundida que se mueve hacia abajo y hacia fuera a lo largo de la cavidad transitoria final. La zona que sigue es el material Expulsado formado por los efectos metamórficos del impacto, este es expulsado hacia afuera y más allá de la orilla del cráter transitorio. La zona de desplazamiento interna se mueve hacia fuera y abajo para formar la zona de rocas **parautóctonas** debajo del piso del cráter transitorio final.

H_{at} = a la profundidad final del cráter provisional.

H_{exc} = a la profundidad de excavación, la cual es significativamente menor que la profundidad total (Melosh, 1989 y comentarios del French, 1998). La zona de espalación es la eliminación de capas de roca por la interacción de la onda de choque con la superficie debido al impacto.

I.2.2.3 Modificación

Esta etapa comienza después de que el cráter ha sido excavado. La excavación produce un cráter transitorio (Figura 1.3) en forma de cuenco que generalmente colapsa por efecto de la gravedad. (Melosh, 1989).

La modificación de la cavidad transitoria produce la forma final del cráter. También esta etapa puede incluir el hundimiento de las paredes del cráter en forma de derrumbes, formación de terrazas, elevación del piso del cráter y la formación del pico central. El movimiento del material hacia el interior y hacia arriba durante esta etapa da como resultado una compleja mezcla de brecha y roca fundida de impacto dentro del cráter (Melosh e Ivanov, 1999), estos mismos autores consideran que aunque no se tiene un modelo completo del colapso del cráter, al observar la morfología final del cráter respecto a su diámetro hace pensar que debe ocurrir algún tipo de disminución extrema de resistencia en las rocas circundantes al cráter.

En cráteres simples el derrumbamiento de las paredes es el principal proceso de modificación; mientras que en cráteres complejos, el montículo central es una manifestación del mecanismo principal de modificación, es decir, la elevación del piso de la cavidad transitoria está acompañada por el hundimiento de la orilla del cráter (Melosh e Ivanov, 1999). El levantamiento central es un fenómeno que ha sido observado sólo en cráteres de grandes dimensiones tanto terrestres como en otros planetas (Cedillo Pardo y Grajales Nishimura, 1997). En la página siguiente la figura 1.4 ilustra el desarrollo de un cráter de impacto complejo.

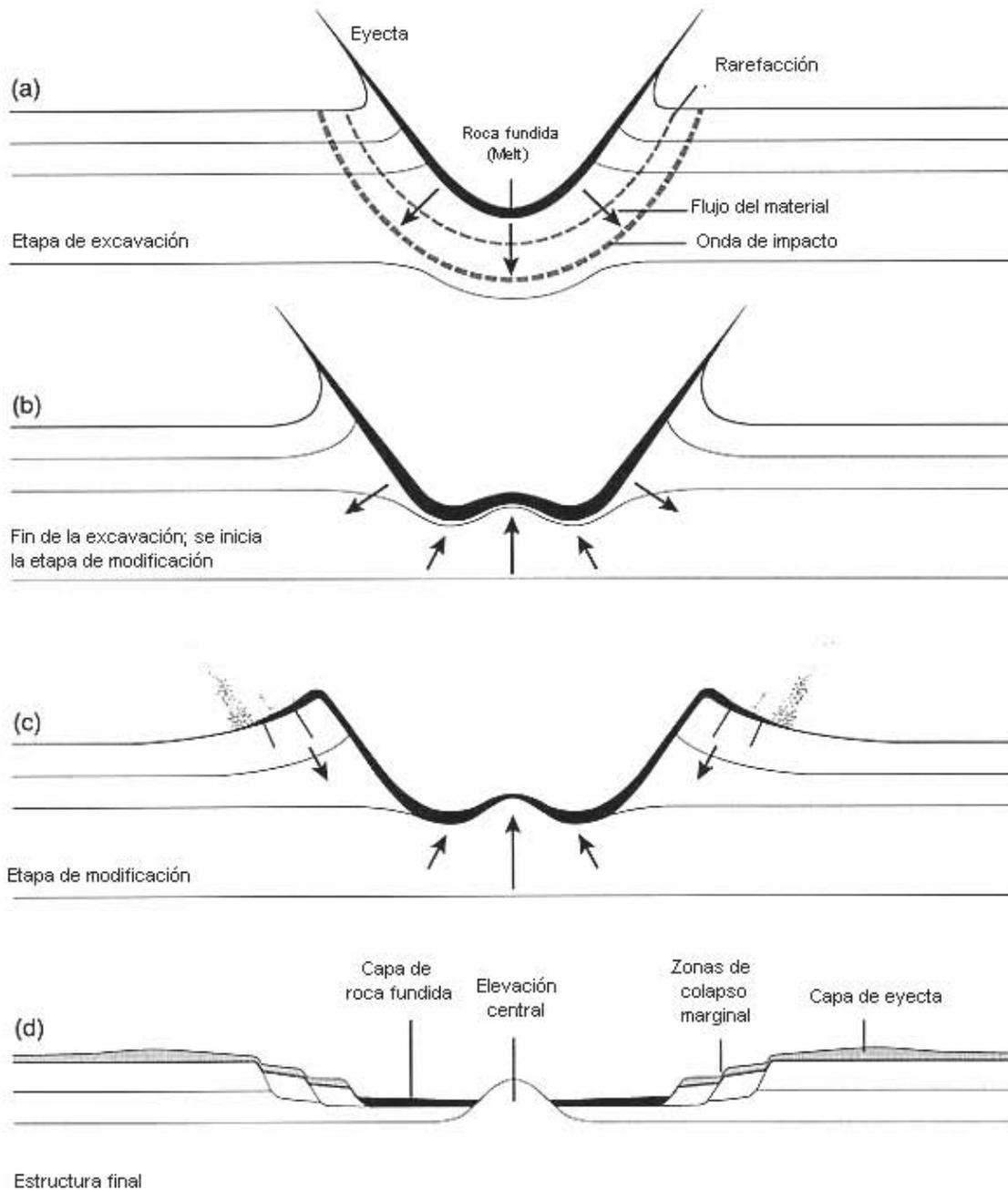


Figura 1.4 Desarrollo de una estructura compleja de impacto:

- Formación de un gran cráter transitorio por el proceso de excavación, esto es semejante a la formación del cráter provisional en pequeñas estructuras.
- Desarrollo inicial de la elevación central durante la etapa de modificación.
- Se inicia el colapso periférico acompañado por el continuo desarrollo de la elevación central y el adelgazamiento y cubrimiento de la capa original de roca fundida sobre las piedras elevadas.
- La estructura final, la cual tiene un pico central consistente de rocas fundidas rodeadas por una relativa capa plana y por terrazas en las orillas producidas por el movimiento interno a lo largo de las fallas normales.

La elevación central está rodeada por un depósito anular de brechas alógenas y roca fundida de impacto, el cual puede estar ausente del mismo pico central. Una capa de eyecta cubre el lugar del impacto alrededor de la estructura. Grandes estructuras tienden a desarrollar de uno a varios anillos concéntricos dentro del cráter (French, 1998).

I.3 Tipos de roca en estructuras de impacto

I.3.1 Brecha de impacto

Durante la formación de las estructuras de impacto se genera una gran variedad de tipos de rocas. El término general que se usa es "impactita" (French, 1998), para todas las rocas afectadas o producidas por eventos de impacto. Éstas son generadas en diferentes etapas y lugares durante el proceso de impacto y se pueden dar debajo, dentro y alrededor de la estructura final de impacto. Las características de las impactitas reflejan diferentes aspectos del evento como: a) etapa inicial o distribución de la onda de choque en el punto de impacto, b) la excavación del flujo y la consecuente formación del cráter transitorio, así como la expulsión del material y c) la modificación del cráter.

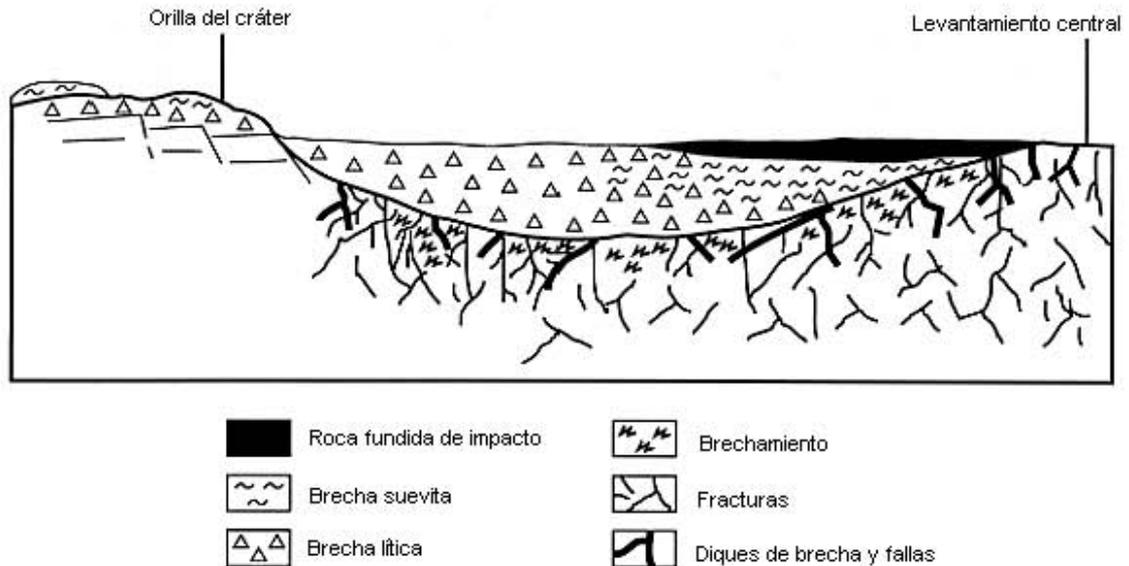


Figura 1.5. Estructura compleja de impacto. Localización de tipos de impactitas. En la figura se nota a la derecha el pico central y a la izquierda el fallamiento. Las rocas paraúctonas expuestas en la elevación central están muy fracturadas y brechadas y contienen distintivos rasgos de impacto, también contienen brechas de pseudotaquilita y cuerpos intrusivos de brechas alogénicas además de material fundido de impacto. Los espesores de las unidades más grandes se dan en las unidades anulares del relleno del cráter que cubren las rocas paraúctonas entre el pico central y la orilla. Este material de relleno consiste de brechas líticas sin roca fundida y con algunas brechas tipo suevita con aspecto de roca fundida (melt bearing). El componente de material fundido de relleno del cráter se torna más abundante en el centro y hacia la superficie; y una capa discreta de material fundido de impacto se puede encontrar hacia la superficie del cráter (French, 1998).

I.3.2 Tipos de Brecha

Con base en la clasificación general, el criterio para clasificar las impactitas se basa en su ubicación con respecto al origen de sus materiales componentes y sus características litológicas (French,1998). En varias discusiones sobre este tema hechas por otros autores como Dence y Grieve se llegó a diferenciar entre **rocas parautóctonas** que se encuentran debajo del piso del cráter y han permanecido uniformes durante la formación del cráter transitorio aunque son deformadas y desplazadas; y las **rocas alogénicas o alóctonas** que son brechas y material fundido (melt) que rellenan el cráter y forman las unidades de material de eyecta más allá del borde del cráter y se caracterizan por una diversidad litológica. Como se mencionó antes, respecto de su ubicación tenemos :

I.3.2.1 Rocas por debajo del cráter

I.3.2.1.1 Rocas Parautóctonas

Durante la formación del cráter transitorio, las rocas localizadas en la zona de desplazamiento debajo de la zona de excavación son empujadas hacia abajo y hacia fuera y fragmentadas ligeramente además de deformadas formando el cráter transitorio. En este proceso las rocas de debajo del cráter son generalmente desplazadas de decenas a cientos de metros como grandes bloques individuales, sin embargo sus características estratigráficas y estructurales se preservan bien dentro de estos bloques.

Las presiones de impacto para estas rocas son más altas cerca del centro de la estructura (25 GPa) y disminuyen rápidamente hacia fuera de ésta (2 GPa) (French,1998). También disminuyen con el aumento en la profundidad hacia abajo del piso del cráter.

I.3.2.1.2 Brechas Líticas (parautóctonas)

Estas se forman por la pulverización y fracturación de las rocas del punto de impacto, esencialmente en el mismo lugar (autoclástica), típicamente forman cuerpos irregulares de diferente tamaño que van de decenas a cientos de metros, están compuestas por fragmentos de rocas y minerales en una matriz clástica, con pequeños fragmentos de la misma composición. Los clastos tienden a ser angulares, aunque fragmentos de rocas como carbonatos y lutitas pueden estar redondeados están pobremente clasificados y se derivan del lugar del impacto local y las brechas pueden ser monomícticas o polimícticas

dependiendo de la variedad litológica presente en el blanco. Estas rocas frecuentemente parecen brechas formadas por procesos geológicos comunes como explosiones volcánicas o movimientos tectónicos y por lo tanto su determinación es incierta y difícil. En general, la región del subcráter despliega deformaciones a cortas distancias, una asociación cercana de diferentes clases de brecha desarrolladas del basamento y la presencia de cuerpos que parecen diques alóctonos de brecha y roca fundida (French, 1998).

I.3.2.1.3 Brechas Alógenicas (Corte y cruce)

Las brechas alogénicas. tienen formas más regulares en los contactos y claras relaciones de corte cruzado, junto a las rocas por debajo del cráter. Generalmente se encuentran como diques de brecha y su tamaño varía de uno a decenas de metros a lo ancho y de largo aproximadamente 1km; contienen fragmentos de la roca del impacto de formas angulosas a redondeadas y el tamaño de los fragmentos muda de menos de 1 mm a varios metros. Estas brechas tienden a ser polimícticas con diferentes fragmentos litológicos y tienen cantidades significativas de material alogénico que se deriva comúnmente del centro del cráter (French, 1998).

Se ha encontrado una variedad de brechas alóctonas de corte cruzado en varias estructuras de impacto de las que se han derivado las siguientes clasificaciones:

1. Brechas líticas polimícticas sin material fundido y con una matriz clástica.
2. Brechas con fragmentos de roca fundida que contienen vidrio, rocas y minerales en una matriz clástica.
3. Brechas con matriz de roca fundida, compuesta con fragmentos de rocas y minerales en una matriz vidriosa o de roca fundida.
4. Rocas compuestas de material fundido (vítreo o cristalino) con algunas inclusiones.

I.3.2.1.4 Pseudotaquilita

Este tipo de brecha se ha desarrollado en dos estructuras de impacto: Vredefort (Sudáfrica) y Sudbury (Canadá). En la estructura del Vredefort se describen dos tipos de esta brecha: el primero, comúnmente forma delgados diquecillos y se caracteriza por su material afanítico, gris oscuro, el cual tiene textura de roca fundida fluidal y contactos afilados con las rocas huéspedes. El segundo forma grandes cuerpos y largos diques, está llena de material clástico de grano muy fino oscuro, el cual aporta una amplia variedad de fragmentos de rocas de tamaño y forma variada. Las brechas del Sudbury; tienen una apariencia muy

similar a la del Vredefort, se han descrito con matriz clástica y roca fundida (Dressler y Sharpton, 1997).

La pseudotaquilita producto del impacto en estos cráteres forma cuerpos más irregulares y llegan a medir de decenas a cientos de metros. Trabajos recientes sugieren que este tipo de brecha de impacto, se produce de la misma forma que la de origen tectónico; *i.e.*, por la fricción durante los rápidos movimientos de la última etapa y modificación del cráter. Una forma de distinguir esta brecha dado su origen, es por su tamaño, cuerpos de pseudotaquilita tectónica tienden a ser lineales y su amplitud es de metros, en cambio la generada por impacto, forma cuerpos más irregulares y algunos llegan a medir de decenas a cientos de metros (French, 1998). Por lo tanto, en estructuras de impacto pueden formarse por fricción del material fundido de impacto, cataclismos, explosiones y/o una combinación de estos (Dressler y Sharpton, 1997).

I.3.2..2 Rocas de relleno del cráter

I.3.2.2.1 Rocas alogénicas

Durante la etapa de modificación del cráter, el material es excavado, es depositado dentro del cráter final y así forma el relleno de éste (brecha y material fundido). Estas unidades alogénicas consisten de 4 componentes principales:

- 1) material expulsado balísticamente o de trayectoria casi vertical que se impacta dentro del cráter.
- 2) Grandes y pequeños cuerpos de roca fundida de impacto que no viajan más allá del borde del cráter.
- 3) Grandes y pequeños fragmentos impactados y no impactados del blanco, que se derrumban desde las paredes muy empinadas y de las orillas del cráter transitorio original y
- 4) Eyecta originalmente depositado cerca del borde del cráter transitorio y cae en los siguientes colapsos.

Por lo anterior el cráter se llena parcialmente con fragmentos de roca impactada y no impactada y material fundido. En grandes estructuras complejas, particularmente las formadas en blancos de roca cristalina, el relleno contiene unidades discontinuas de brecha y material fundido que forman grandes depósitos anulares alrededor de la elevación central.

Los procesos de relleno del cráter son rápidos y caóticos y la mezcla de los diferentes componentes no es completa, por lo que este relleno contiene una variedad diferente de brechas alógenas y roca fundida; estos componentes se pueden clasificar por sus fragmentos líticos y la naturaleza de la matriz (French, 1998).

I.3.2.2.1 a) Brecha lítica (alógena)

Brecha sin fragmentos de roca fundida, forma una litología común y diferente en estructuras de impactos grandes y pequeños. En estructuras pequeñas como la del Brent (Canadá), las brechas líticas forman unidades de cientos de metros de espesor que se extienden por encima del final del cráter. En estructuras grandes como la del Ries (Alemania), se observa una brecha lítica polimíctica llamada **Bunte** o multicolor que se encuentra debajo de la capa de la brecha suevita (French, 1998), dentro y fuera del cráter como un contacto anguloso entre las dos unidades. Las brechas están constituidas de fragmentos de roca y minerales en una matriz clástica de material de grano fino, las brechas están mal clasificadas, el tamaño de los fragmentos varía de menos de 1 mm a decenas de metros, estos son angulosos en apariencia.

En algunas estructuras de impacto especialmente las carbonatadas, pueden ser del tipo de material de relleno del cráter. Las brechas líticas de relleno del cráter son más aptas a ser polimícticas por que sus fragmentos provienen de regiones menos impactadas alrededor de las paredes y bordes del cráter transitorio (French, 1998).

I.3.2.2.1 b) Brecha con fragmentos de roca fundida (Suevitas alógenas)

Las brechas con fragmentos de roca fundida o brechas suevíticas están compuestas de fragmentos de rocas y minerales junto con cuerpos de roca fundida en una matriz clástica de material similar, pero de grano fino; muchos de estos fragmentos están muy impactados y a veces proveen la evidencia para confirmar que es una estructura de impacto (French, 1998)

El término suevita fue aplicado originalmente a brechas con fragmentos de roca fundida para el cráter Ries. La característica principal es su alto contenido de material producto del impacto, como son fragmentos de vidrio diaplético, roca fundida, fragmentos del basamento, que en el caso del Chicxulub es de edad paleozoica y composición granítica (Rebolledo Vieyra, 2001), y minerales en una matriz fina. Estas brechas no se encuentran en todas las estructuras de impacto meteorítico. En las islas Slate se observa este tipo de Brecha, con clastos metamórficos de impacto y fragmentos de vidrio alterado en una matriz

clástica, los fragmentos de vidrio no tienen una forma aerodinámica (Dressler y Sharpton, 1997).

I.3.2.2.1 c) Brechas con matriz de roca fundida

Las brechas suevíticas en la orilla del cráter están asociadas a diversos tipos de brechas con matriz de roca fundida (matriz de melt) o brechas de roca fundida de impacto. En éstas, las rocas fundidas no se presentan como fragmentos, sino como una matriz con un volumen del 25 a 75% de unidades roca y podría variar de material vidrioso a roca ígnea totalmente cristalina. Los fragmentos consistentes de roca encajonante del blanco y los minerales son generalmente de material impactado o fusionado. Las brechas de roca fundida de diferentes cuerpos varían en tamaño y con inclusiones pequeñas de vidrio, estas rocas generalmente tienen la apariencia de rocas ígneas comunes. Entre más roca fundida tienen, las brechas se transforman totalmente en rocas de material fundido, en las cuales, naturalmente el material dominante es el fundido y pueden o no tener otros fragmentos de otras litologías.

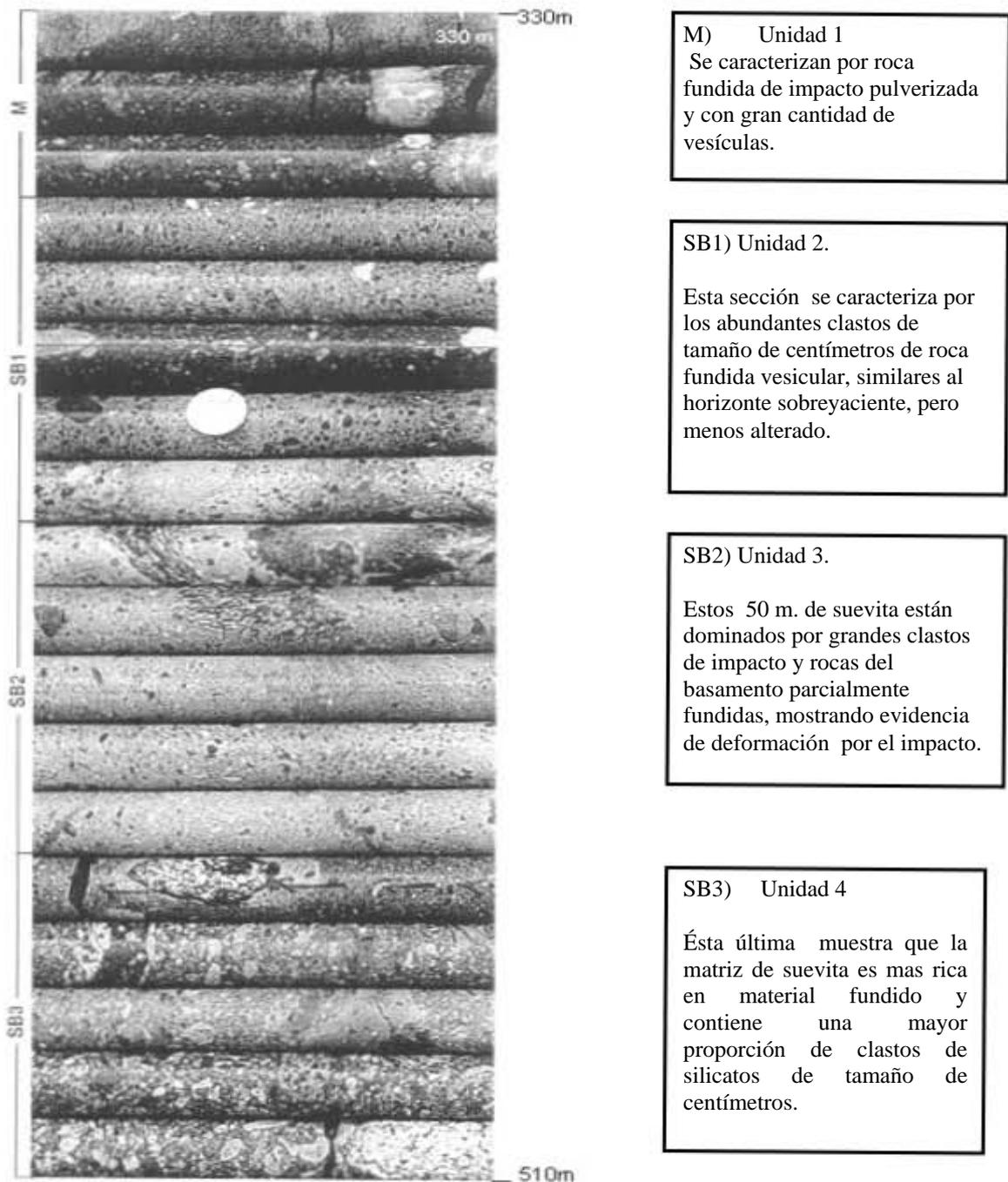


Figura 1.6 Fotografía de un conjunto de núcleos pertenecientes al pozo UNAM-5 del cráter Chicxulub; esto es una secuencia de brechas de relleno del cráter que estaban sepultadas debajo de los sedimentos carbonatados más jóvenes. Los núcleos están arreglados de forma que cada uno representa un intervalo de 10 metros. La cima de la secuencia se inicia aproximadamente a 330 m debajo de la superficie. (fotografía de V. L. Sharpton, tomada de French, 1998).

Tabla 1. Criterios para la clasificación de impactitas

| 1. Posición con respecto al cráter (R_c = radio del cráter) | | |
|--|--|--|
| Piso del cráter y Subcráter | Dentro del cráter | Borde del cráter y cerca de la superficie |
| Rocas Parautóctonas: Rocas del blanco (Uniformes) Brechas lítica | Rocas Alogénicas: depósitos de relleno del cráter(brechas de cráter relleno, lentes de brechas) | Rocas Alogénicas: Eyecta próximo (< 5 R_c) Eyecta Distante (> 5 R_c) |
| Rocas Alogénicas (corte y cruce) diques de brecha, diques de roca fundida | Brechas líticas: (brechas con aspecto de roca fundida (melt-bearing)) | |
| Pseudotaquilita | Suevitas | |
| | Brechas con matriz de roca fundida (melt) | |
| 2. Origen de los componentes de las brechas | | |
| Rocas parautóctonas: Aproximadamente en su lugar conservan su estratigrafía y estructura original. | | Rocas Alogénicas: derivadas de uno o varios orígenes |
| 3. Características de las Brechas | | |
| a. Carácter de los fragmentos | b. Litología de los fragmentos | c. Características de la matriz |
| Brecha lítica: Solo fragmentos de roca y minerales. | Brecha Monomítica: Un solo tipo de roca | Matriz clástica Fragmentos discontinuos, separados. |
| Brecha Suevita: Fragmentos de vidrio y roca fundida con roca y minerales | Brecha Polimítica: Múltiples tipos de roca. | Matriz de roca fundida Material fundido uniforme, vidrioso o cristalino. |
| 4. características de la roca de fundido | | |
| Holohialina (vidrio) Hipocristalina (mezcla de vidrio y cristales) Holocristalina (enteramente cristalina) | | |

Nota: Para tamaño de grano, textura, etc. Se usan otros tipos de texturas de rocas ígneas, ejemplo: microcristalina, porfirítica, traquítica, etcétera (French, 1998).

I.4 La pluma de vapor

Dentro de la etapa de excavación que se caracteriza por dos procesos que coexisten a diferentes grados y que son el proceso de la onda de choque; producida durante el contacto, ésta se expande y se debilita poco a poco dentro del sitio de impacto, viajando rápidamente y preparando el camino para el segundo proceso; que es flujo de excavación que abre el cráter, determinando su forma y tamaño final junto con la dureza del material del lugar de impacto y la gravedad; Solamente unos aspectos de la formación del cráter tales como la expansión de la pluma de vapor y la espalación¹ casi superficial involucran a la expansión de la onda de compresión y el flujo de excavación (Melosh, 1989).

I.4.1 Expansión de la Pluma de Vapor

El primer eyecta que es expulsado inicialmente y más rápido del sitio del impacto no se considera parte del flujo de excavación, aunque las cantidades sean importantes.

El flujo inicial se debe a la vaporización del proyectil y al material del blanco que se expande fuera del cráter creciente a gran velocidad. La expansión de la pluma de vapor no es un aspecto tan importante del proceso de formación del cráter ya que la velocidad en simular estos efectos de impacto es muy baja para producir vaporización. Se ha sugerido que la nube de vapor es un agente para acelerar el eyecta de impacto a alta velocidad (Melosh, 1989). Vickery (1986) en su artículo refiere el problema del lanzamiento de grandes bloques de eyecta dentro de una nube de vapor producida por un impacto, en los meteoritos Shergotites, Nakhilites y Chassigny o SNC, de origen probablemente marciano. Ella concluye que una nube de vapor generada por un impacto tiende a homogeneizar la distribución de la velocidad y disminuye el tamaño promedio del eyecta sólido que vuelve a subir dentro del tiempo inicial. Rocas expulsadas a velocidades diferentes de la velocidad promedio del gas serán aceleradas o desaceleradas por el gas, dependiendo de si sus velocidades iniciales eran más bajas o más altas que la del gas. Es probable que los fragmentos de eyecta, rotos por la presión dinámica de los gases, sean triturados; así que el tamaño promedio del fragmento de eyecta disminuye.

La expansión de la pluma se inicia tan pronto como la rarefacción desde la parte posterior del proyectil se libera de la gran presión durante la etapa de contacto. Si el proyectil y el blanco están en la fase de vapor comienzan a expandirse hacia fuera y arriba a alta

¹ Espalación: (geología planetaria) La eliminación de las capas superficiales de una roca por la interacción de la onda de choque (compresiva) con la superficie debido al impacto de un meteorito.

velocidad, el gas que se expande es una mezcla de los componentes impactados a diferentes presiones y por lo tanto con diferentes temperaturas iniciales. La expansión es dominada por los gases más calientes y por simplicidad Melosh (1989) supone que el gas comienza en un estado termodinámico uniforme. Cálculos numéricos muestran que el vapor se expande fuera del cráter justo después de que el primer eyecta ha sido lanzado desde la superficie del blanco.

Una vez que la pluma de vapor se ha expandido varias veces el diámetro del proyectil, el campo de flujo se vuelve más simple y puede tomar la forma de un hemisferio de gas caliente, la pluma de gas tiende a moverse más de prisa y forma la clásica cortina de eyecta, encerrando al cráter en desarrollo en una atmósfera transitoria del proyectil vaporizado y del blanco; La pluma continua acelerándose, manejada por el gradiente de la presión entre su interior y el vacío circundante.

En un impacto con una velocidad de 20 a 30 km/seg, el estallamiento del gas del cráter tiene una densidad inicial ligeramente reducida a la de la densidad inicial del blanco. Aún después de que se ha expandido igual al diámetro del cráter eventual su densidad y velocidad son suficientes para acelerar el "eyecta sólido", mucho del cual es expulsado fuera sólo después de que la nube de gas ha barrido la superficie del blanco. La aceleración de la nube de gas es tan violenta que los grandes fragmentos del eyecta pueden ser triturados por la presión aerodinámica generada por la velocidad diferencial entre la pluma y el eyecta expelido del cráter creciente.

Mientras la nube de vapor se expande, eventualmente comienza la condensación. Las condiciones para la condensación en partículas sólidas o líquidas son alcanzadas generalmente en el centro de la nube y entonces se expande hacia fuera en forma libre; en este tipo de expansión más del 50% del vapor puede, nunca condensarse, terminando como átomos o moléculas en el vacío del espacio. Se han hecho estudios sobre la estimación del tamaño de las partículas líquidas o de polvo sólido, en recientes experimentos se ha encontrado que el tamaño crítico de la condensación del núcleo consiste de algunos átomos y su densidad es grande, de algunos micrones de diámetro, esto es importante para el fin de la era cretácica por lo que las partículas de polvo debieron ser pequeñísimas, de algunos micrones de diámetro para oscurecer el cielo de la tierra por un tiempo apreciable (Melosh, 1989). Las partículas de 100 micrones caen en menos de un día y por lo tanto no pueden contribuir a la extinción de la vida, la pluma de vapor generada por un impacto puede llevar gotas de eyecta fundido del cráter durante la expansión de la pluma. Tectitas, gotas

vidriosas de alguna roca fundida esparcida ampliamente a través de la superficie terrestre, pueden haberse originado de esta forma (Melosh, 1989).

I.4.2 Evolución de la pluma de vapor en el Chicxulub

Pope et al. (1997) habla de la evolución de la pluma de vapor del Chicxulub; los estudios se hicieron sobre un impacto vertical, extrapolándolos a un impacto oblicuo; según su artículo la nube de vapor esta formada por dos partes:

La huella (footprint) correspondiente a la región inmediata debajo del proyectil y la huella externa (out-of-footprint) correspondiente a la región de sedimentos impactados fuera de la ruta directa del proyectil. Estas dos partes son importantes en la evolución de la pluma de vapor. El material de la huella viaja hacia dentro del cráter transitorio, donde se mezcla con roca del basamento muy impactada, y es expulsada con el vapor más caliente muchos segundos después del impacto inicial.

El material de la huella externa comienza a degasificarse dentro de los primeros 2 segundos después del impacto y es expelido en una parte menos caliente de la pluma de vapor. (Alvarez et al, 1995), Pope et al (1997) dice que a estas dos partes de la pluma se les llama “hot fireball” o nube de muy alta temperatura (corresponde a la huella) y “warm fireball” o nube de alta temperatura (corresponde a la huella externa).

I.4.2.1 Nube de alta temperatura o Huella externa (“Warm fireball”)

Los vapores de la nube de alta temperatura están dominados por agua con pequeñas cantidades de dióxido de carbono (CO_2) y dióxido de azufre (SO_2) y no contienen mucho vapor de silicato. La masa total para un bólido (10 km a 20 km/seg) es aproximadamente 340Gt. La temperatura de esta nube de alta temperatura puede no exceder los 2000° K y con la rápida expansión del vapor, mucho del gas puede no alcanzar el equilibrio termodinámico.

La expansión inicial de la nube de alta temperatura puede darse en contacto directo con los fragmentos de roca de la cortina de eyecta (Álvarez et al, 1995; Pope et al, 1997) también puede ser altamente turbulenta donde interactúa con el eyecta y la atmósfera. Se puede mezclar con la nube de muy alta temperatura pero esta se desarrolla varios segundos después. La nube de alta temperatura puede extenderse hasta 100 km antes de la expansión inicial de la nube de muy alta temperatura. La nube de alta temperatura probablemente se condensa más rápido que la de muy alta temperatura dada su

temperatura inicial. La condensación puede conducir a la precipitación de las esférulas de carbonato encontradas en Belice o de sulfatos, incluyendo ácido sulfúrico (Ivanov et al, 1996; Pope et al, 1997). La condensación del agua puede no darse rápidamente dada su baja temperatura de vaporización y el calor residual de la nube de alta temperatura combinada con el calentamiento de la estratosfera por la reentrada del eyecta; así el vapor de agua puede ser ampliamente dispersado, quizá globalmente.

1.4.2.2 Nube de muy alta temperatura o Huella ("Hot fireball ")

Pope menciona que ésta es parecida a la modelada por varios autores, (Vickery y Melosh, 1990; Zahle, 1990) comparable a la pluma de vapor K-T y algo similar a la modelada para el Shoemaker-Levy 9 Jupiter. Estos estudios demostraron que los vapores en esta, estallan rápidamente en la cima de la atmósfera y se extienden; en el caso del K-T en toda la tierra. Esta nube de muy alta temperatura contiene grandes cantidades de dióxido de carbono (CO_2), dióxido de azufre (SO_2) y menos cantidad de agua (H_2O) derivada de los sedimentos mesozoicos (ver Figura 1.9).

La nube de muy alta temperatura contiene cantidades mucho más grandes de vapor, derivado del basamento de las rocas silicatadas y el proyectil. Basados en relaciones a escala desarrolladas por O'Keefe y Ahrens (1982) y presentes en Melosh (1989), la cantidad de vapor producida por un impactor de 14 Km y a 38 Km/s en un blanco de silicato puede ser aproximadamente de 32000 Gt; dado el alto contenido volátil del blanco de Yucatán se puede producir ligeramente más.

Se han hecho estudios del impacto Shoemaker-Levy 9 indicando que un asteroide de 2km a 60 km/s puede producir una nube de muy alta temperatura con temperatura inicial $>10000^\circ\text{K}$ y temperatura $>2000^\circ\text{K}$ para más de 100 segundos después. Y estos datos están de acuerdo con observaciones del fragmento G, obtenido de la sonda Galileo, la cual registró aproximadamente 2200°K para una nube de vapor para 70 segundos.

El impacto de Chicxulub tuvo de 70 a 300 veces más energía, por lo tanto la temperatura probablemente excedió los 3000°K por varios minutos mientras la nube de muy alta temperatura se expandía. Dadas estas temperaturas y los intervalos de tiempo, el sulfato vaporizado puede alcanzar el equilibrio termodinámico y evolucionar a dióxido de azufre (SO_2) (Lyons y Ahrens, 1996). La entrada del eyecta a partir de la nube de muy alta temperatura formada por un asteroide de 10Km a 20 Km/seg puede calentar la estratosfera

(50km) cerca de 800° K a una escala global. Las energías más altas para el Chicxulub según Pope et al (1997) sugieren que probablemente el calor en la estratosfera (1000 a 1200° K) era suficiente para vaporizar cualquier dolomita, calcita o agua en la estratosfera superior que haya escapado a la vaporización durante la expulsión del cráter. Temperaturas muy altas en la estratosfera superior (1800° K) son suficientes para vaporizar el sulfato expulsado sobre una gran área, aunque quizá no globalmente. Y sugiere que tal calentamiento en la estratosfera superior pudo evitar la condensación en las etapas iniciales de las especies volátiles y por lo tanto pudo aumentar la distribución global de dióxido de azufre y carbono (SO_2 , CO_2) respectivamente y vapor de agua.

En Impacto Oblicuo.

El ángulo de impacto más probable es el de 45° (Schultz y D'Hondt,1996). Las especulaciones de Schultz (1996) citadas por Pope et al (1997) sugieren que para un ángulo de impacto de 15 a 30 grados en un blanco carbonatado, se produce de 15 a 20 veces más vapor que un impacto vertical, muchos de estos vapores provienen del calentamiento por fricción cerca de la superficie. Otro efecto que discute Schultz (1996), es que mientras el volumen de la pluma de vapor puede ser más grande en un impacto oblicuo que en uno vertical, por lo tanto, los oblicuos producen más vapor que puede condensarse rápidamente y no se distribuye globalmente. Esto es cierto para los óxidos de sulfuro que pueden condensar a sulfatos de calcio (CaSO_4) o ácido sulfúrico (H_2SO_4) (Pope et al, 1997). Lo anterior implica que en impactos muy oblicuos no pueden distribuirse globalmente el vapor de agua, y los dióxidos de carbono y azufre respectivamente (CO_2 , SO_2 , H_2O) en la estratosfera, comparados con impactos casi verticales (Pope et al, 1997).

En modelos de impacto vertical, el volumen de la nube de muy alta temperatura aumenta en un factor de $1/\text{seno}(90^{\circ})$ y todo el material de la huella es vaporizado para velocidades mayores o iguales a 20 km/s lo mismo sucede en impactos oblicuos porque la capa sedimentaria es más delgada que el diámetro del proyectil. Para un ángulo de 45 grados se observa un aumento del 40% y para un ángulo de 30 grados se observa un aumento doble de sedimentos vaporizados según Schultz y D'Hondt (1996) citados por Pope et al, 1997).

I.4.3 Dispersión por la vía de la cortina de eyecta y la nube de vapor

Se piensa que el eyecta en grandes impactos es dispersado por dos mecanismos. En el primer mecanismo, los residuos de tamaño pequeño viajan como parte de una cortina de eyecta, como un frente conexo de partículas cada una con su propia trayectoria balística. En

el segundo mecanismo, el vapor de la roca producido en grandes impactos se extiende como una pluma de vapor (Melosh, 1989; Álvarez, 1996). La nube de vapor se acelera hacia arriba y se encuentra con la disminuida presión atmosférica y estalla en la cima de la atmósfera, lanzando los residuos que están flotando arriba en trayectorias balísticas (Jones y Kodis, 1982). La velocidad de la expansión de la pluma de vapor probablemente excede la velocidad de escape (Melosh, 1989; Álvarez, 1996). La diferencia en el comportamiento entre la cortina de eyecta y la nube de vapor se debe a la frecuencia de las interacciones entre las partículas (Álvarez, 1996).

Los fragmentos sólidos y las gotas líquidas en la cortina de eyecta tienen contacto limitado entre ellas, y cada una sigue una trayectoria casi balística. En la nube de vapor expandiéndose, las trayectorias balísticas simples no son posibles por la interacción térmica entre las moléculas de gas. Por esta razón la presencia o ausencia del vapor diferencia los dos principales mecanismos de dispersión del eyecta (Álvarez, 1996). Las trayectorias balísticas también son afectadas por diferentes procesos: 1) durante el tiempo de su lanzamiento, las partículas son aceleradas provengan de la cortina de eyecta o de la nube en expansión, (2) durante la fase balística fuera de la atmósfera, una vez despejada la atmósfera las partículas son afectadas por la gravedad terrestre y además por la rotación terrestre, (3) durante la re-entrada a la atmósfera, las partículas sufren desaceleración por fricción, partículas muy pequeñas pueden dejarse llevar por el viento antes de alcanzar la tierra o el mar.

En el artículo de Álvarez (1996) se menciona que la rotación terrestre afecta las trayectorias balísticas en dos formas: una, la velocidad rotacional es sumada a la velocidad de lanzamiento del eyecta rumbo Este y restada del eyecta con dirección Oeste; como resultado el eyecta dirección Este alcanza mayor altitud que el eyecta dirección Oeste. Y dos, la tierra rota por debajo del eyecta en vuelo, cambiando el sitio de su reimpacto hacia el Oeste. El re-impacto de eyecta a baja velocidad es tan rápido que la tierra no ha rotado muy rápido durante el vuelo de estas partículas, mientras las partículas de alta velocidad pueden permanecer arriba por horas.

Para la cortina de eyecta el material expulsado con elevaciones angulares cercanas a 45° no alcanza zonas más allá de 100°E a partir de un impacto en el Ecuador que el eyecta rumbo Este no alcanza y sus velocidades no son suficientes para que el material expulsado permanezca arriba el tiempo suficiente. El eyecta de la pluma de vapor probablemente alcanza velocidades de escape y ángulos mayores de 45° y llega a lugares donde el eyecta de la cortina tiene vedados.

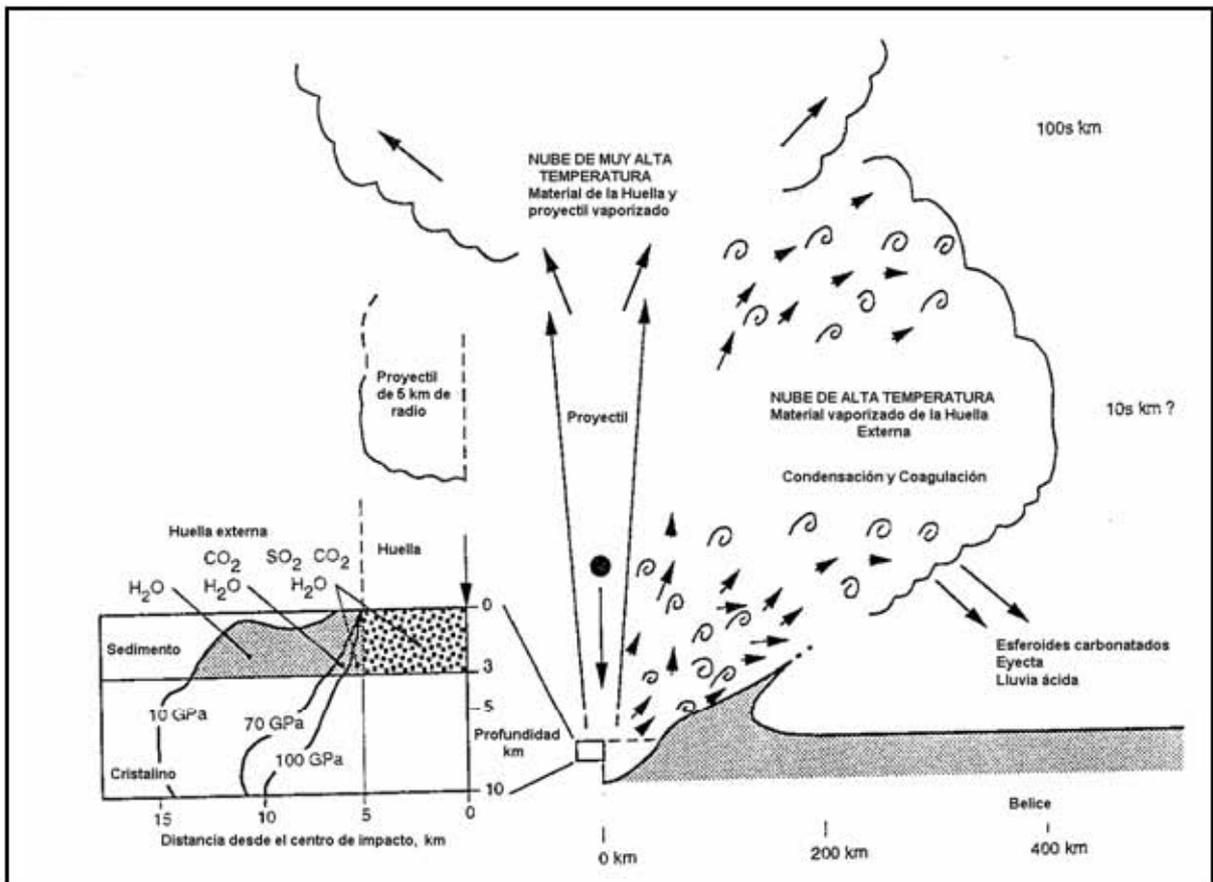


Figura 1.7 Modelo de la formación de una pluma de vapor. El diagrama del lado izquierdo muestra resultados del modelo bidimensional 2-D de un impacto vertical de un asteroide de 10 km de diámetro, y a 20 km/s en un blanco sedimentario húmedo. Se muestra la huella y la huella externa con presiones en GPa y sus respectivas especies volátiles liberadas. El lado derecho muestra una vista esquemática del origen y las trayectorias de la nube de muy alta temperatura y la nube de alta temperatura que evolucionan de la huella y de la huella externa respectivamente. La nube de muy alta temperatura estalla en la atmósfera superior y se distribuye globalmente; la nube de alta temperatura también puede estallar en la atmósfera y esparcirse globalmente, pero una porción se expande lateralmente, pasando a través de la cortina de eyecta, alterando las trayectorias del eyecta más fino. Esta detonación lateral disminuye y se enfría rápidamente, depositando partículas que condensan y coagulan en la pluma: un origen posible de las esférulas carbonatadas encontradas en Belice y México y una intensa lluvia de ácido sulfúrico en Norteamérica. (Pope et al, 1997).

CAPITULO II

ANISOTROPÍA MAGNÉTICA DE ROCAS

II.1 Introducción

Las propiedades magnéticas surgen del movimiento de partículas cargadas eléctricamente. Así un electrón tienen una magnetización que es asociada con su giro axial y también debido a su movimiento alrededor del núcleo, lo que implica que todos los materiales tienen propiedades magnéticas .

Las técnicas de fábrica magnética forman parte de un grupo de métodos que pueden ser usadas para medir la petrofábrica de rocas. Estos estudios permiten investigar el origen y evolución de las diferentes litologías.

II.2 Diamagnetismo, Paramagnetismo y Ferromagnetismo

II.2.1 Diamagnetismo

Cuando un campo magnético es aplicado a cualquier sustancia en la cual las capas de electrones están completas, el electrón gira y produce una magnetización en la dirección opuesta al campo aplicado, pero tal alineación se pierde tan pronto como el campo magnético es removido. Las sustancias diamagnéticas tienen susceptibilidades negativas ya que el campo producido está en dirección opuesta al campo aplicado.

II.2.2 Paramagnetismo

En estas sustancias las capas de electrones están incompletas y con un campo aplicado sus electrones giran, y producen un movimiento magnético que tiene la misma dirección que el campo aplicado.

El diamagnetismo y el paramagnetismo desaparecen cuando el campo magnético es removido. En ambos casos la magnitud de la magnetización inducida (M) puede ser relacionada con la intensidad del campo aplicado (H), la constante de proporcionalidad es la Susceptibilidad (K) y la magnetización M está dada por:

$$M = KH = K(B/\mu_0) \quad (1)$$

donde M es el momento dipolar magnético por unidad de volumen (A/m), H es la intensidad del campo magnético (A/m), B es el campo magnético medido en Teslas y μ_0 es la permeabilidad del vacío.

Las sustancias paramagnéticas tienen susceptibilidades positivas, mientras otras, tienen susceptibilidades positivas más fuertes que los materiales paramagnéticos y también pueden llevar una fuerte magnetización remanente, es decir, una magnetización que permanece después de que el campo magnetizante ha sido removido, a estos materiales se les denomina Ferromagnéticos.

II.2.3 Ferromagnetismo y Antiferromagnetismo

En un sentido extenso los materiales **ferromagnéticos** se distinguen por mantener su alineación magnética después de remover el campo y todos se comportan paramagnéticamente sobre su temperatura de Néel. En el sentido estricto, los materiales ferromagnéticos adquieren y mantienen una muy fuerte magnetización. La alineación magnética de materiales **Antiferromagnéticos** es exactamente antiparalela y muchos efectos paramagnéticos están completamente dominados por estos campos internos muy fuertes, tales materiales no tienen campo magnético externo después de removido el campo aplicado. La alineación dentro de los materiales **Ferrimagnéticos** es antiparalela pero no exactamente de la misma magnitud, así ellos retienen una más débil magnetización externa que los ferromagnéticos (en sentido estricto) después de que el campo es removido.

Las rocas usualmente contienen una variedad de minerales ferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos, cada grano hace su propia contribución a la susceptibilidad total y por lo tanto a la anisotropía de susceptibilidad. La magnitud de la susceptibilidad total y su anisotropía representarán la suma de todas las susceptibilidades de las especies minerales presentes en la muestra (Tarling y Hrouda, 1993).

En la Figura 2.1 se observa gráficamente el comportamiento de estos materiales.

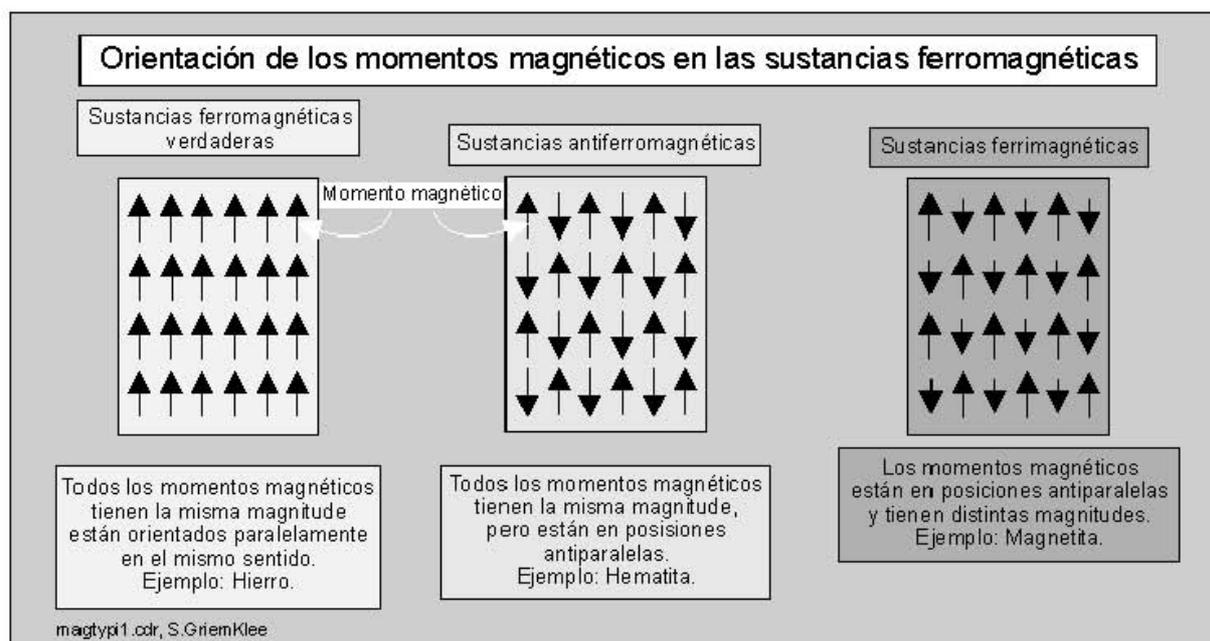


Figura 2.1. Orientación de momentos magnéticos en sustancias ferromagnéticas. obtenida de <http://plata.uda.com>

II.3 Concepto de Anisotropía de susceptibilidad

¿Qué es anisotropía? En el diccionario se dice que es la variación en las propiedades físicas de un medio que dependen de la dirección según la cual se midan.

¿Qué es anisotropía magnética? En las rocas en las cuales la intensidad de magnetización depende de la dirección del campo magnético tienen anisotropía magnética (Butler, 1998)

II.3.1 Susceptibilidad

En una roca, generalmente los tres tipos de minerales magnéticos están presentes y contribuyen a la susceptibilidad observada.

¿Qué es **susceptibilidad**? Es la forma en que un cuerpo se puede magnetizar. La susceptibilidad (K) en campos débiles es medida normalmente por la posición de una muestra de roca de volumen conocido (m^3) o masa (kg.) en un campo magnético de potencia conocida (H) y determinando la intensidad de la magnetización (M), donde M es el momento dipolar magnético resultante por unidad de volumen) inducida en él. En la práctica, la susceptibilidad se supone medida a temperatura ambiente y la suposición de que M versus H es lineal es generalmente aceptable (Tarling y Hrouda, 1993). La susceptibilidad volumétrica $K_{\text{volumétrica}}$ de la ecuación (1) está dado por :

$$K_{\text{volumétrica}} = \frac{M}{H} \quad (2)$$

en donde en el Sistema Internacional (SI) es adimensional. Sin embargo, la susceptibilidad no es una constante, para cualquier material dado varía en función de la temperatura y la intensidad del campo aplicado.

Hasta hace poco las mediciones más comunes de susceptibilidad estaban dadas por la susceptibilidad de masa χ . Esta usualmente es más precisa que la susceptibilidad volumétrica, ya que es más fácil determinar el peso de un espécimen que su volumen, en particular si el material es vesicular, frágil o no consolidado; sin embargo, los errores pueden ser introducidos en la determinación de la masa de muestras que contengan cantidades variables de agua (ejemplo: en sedimentos no consolidados) en los cuales la fábrica puede ser alterada cuando se secan. Por lo que se ha extendido el uso de la susceptibilidad volumétrica.

En estudios de magnetismo de rocas hay que distinguir entre *susceptibilidad extrínseca* (K_e), que es medida por la mayoría de instrumentos y la *susceptibilidad intrínseca* (k) que es la susceptibilidad real después de remover los efectos de campos desmagnetizantes internos. La susceptibilidad que generalmente se mide es la extrínseca, medida a temperatura ambiente y en campos bajos (<10 mT). Existe una sencilla relación entre la susceptibilidad intrínseca y la extrínseca:

$$K_e = \frac{k}{1 + N_d k} \quad (3)$$

donde N_d es el factor desmagnetizante. Como la magnitud de la susceptibilidad observada también depende del volumen de concentración del mineral ferromagnético, V_f , es conveniente que para minerales de fuerte susceptibilidad, tales como la magnetita $K_e \approx 1/N_d$; en tales formas la susceptibilidad inicial K_0 :

$$K_0 = V_f K_e \approx \frac{V_f}{N_d} \quad (4)$$

II.3.1.1 Definición de AMS

La anisotropía de susceptibilidad magnética fue revelada inicialmente por Ising, (1942) quien dio a conocer que la susceptibilidad magnética de bajo campo en varvas arcillosas era más alta cuando se medía a lo largo de la capa que cuando se medía perpendicularmente a ésta;

a éste fenómeno se le llamó Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (Hrouda, 1982). La AMS se determina usualmente de mediciones de susceptibilidad en un campo débil (menor o igual a 1 mT). Generalmente su representación es mediante un elipsoide de revolución (ver fig.2.3). En sustancias ferrimagnéticas depende de la forma y distribución de los granos ferrimagnéticos (magnetita); en sustancias antiferromagnéticas está controlada por la orientación de la estructura cristalina (hematita). También la fábrica magnética puede deberse a la contribución de materiales paramagnéticos y diamagnéticos.

La anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) se expresa matemáticamente como un tensor simétrico de segundo orden. A continuación se presenta la definición del tensor de AMS según Tauxe (2002).

II.3.1.2 Tensor de Susceptibilidad Magnética

La relación entre el vector de campo magnético H aplicado y el vector M de magnetización inducida puede, a veces, ser aproximada por un conjunto de ecuaciones lineales. Las componentes de una magnetización inducida en un sistema coordenado cuyos ejes se denotan por X_1, X_2, X_3 están relacionados al campo aplicado por las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} M_1 &= X_{11}H_1 + X_{12}H_2 + X_{13}H_3 \\ M_2 &= X_{21}H_1 + X_{22}H_2 + X_{23}H_3 \\ M_3 &= X_{31}H_1 + X_{32}H_2 + X_{33}H_3 \end{aligned} \quad (5)$$

Los X_{ij} son los coeficientes de susceptibilidad.

Una relación lineal entre dos vectores puede ser formulada como un tensor de segundo orden. Las constantes X_{ij} son los elementos del tensor de segundo orden simétrico, el cual es conocido como el tensor de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) χ .

El conjunto de ecuaciones (5) puede reescribirse como :

$$M_i = \chi_{ij}H_j \quad (6)$$

Como $\chi_{ij} = \chi_{ji}$, el tensor de susceptibilidad χ define un tensor simétrico de 2º orden que tiene seis elementos matriciales independientes. Por conveniencia se definió una matriz columna S teniendo 6 elementos relacionados a los elementos de χ por:

$$\begin{aligned} s_1 &= \chi_{11} & s_4 &= \chi_{12} = \chi_{21} \\ s_2 &= \chi_{22} & s_5 &= \chi_{23} = \chi_{32} \\ s_3 &= \chi_{33} & s_6 &= \chi_{13} = \chi_{31} \end{aligned} \quad (7)$$

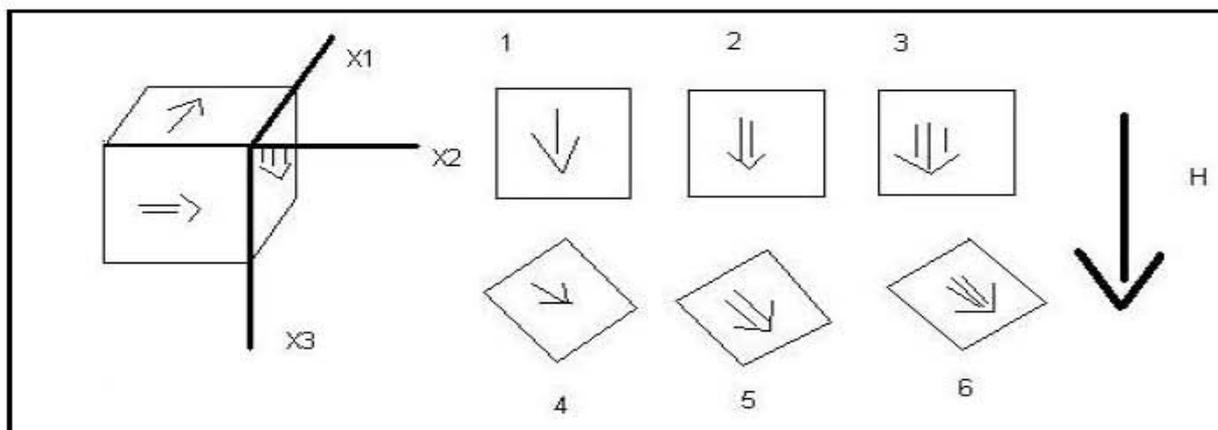


Figura 2.2. Esquema de medición para los 6 elementos de K. La muestra está posicionada en seis diferentes orientaciones (Tauxe, 2002).

En muchos laboratorios la susceptibilidad magnética es medida ubicando la muestra en el interior de un solenoide con un campo aplicado H . La magnetización inducida M es paralela a H en diferentes posiciones. Sólo s_1 , s_2 y s_3 pueden medirse directamente, mientras s_4 , s_5 y s_6 son determinados indirectamente.

Se definió un conjunto de seis valores de susceptibilidad K_i ; estos están determinados por las posiciones muestrales (ver Figura 2.2). La medición en la primera posición da $K_1=s_1$, $K_2=s_2$ y $K_3=s_3$; pero para las demás posiciones se tiene que $K_4=1/2(s_1+s_2)+s_4$, $K_5=1/2(s_2+s_3)+s_5$ y $K_6=1/2(s_1+s_3)+s_6$.

Estos elementos de S se relacionan con K por: $K_i=A_{ij}S_j$ (8)

Donde A es la "matriz diseño" que es una matriz cuadrada (Owens, 2000). Haciendo transformaciones de álgebra lineal se llega a que los valores característicos K_{11} , K_{22} y K_{33} son referidos como k_1 , k_2 y k_3 ; su expresión gráfica es una elipsoide con ejes ortogonales correspondientes a k_1 , k_2 y k_3 , y también referidos como k_{\max} (máximo), k_{int} (intermedio) y k_{\min} (mínimo), respectivamente.

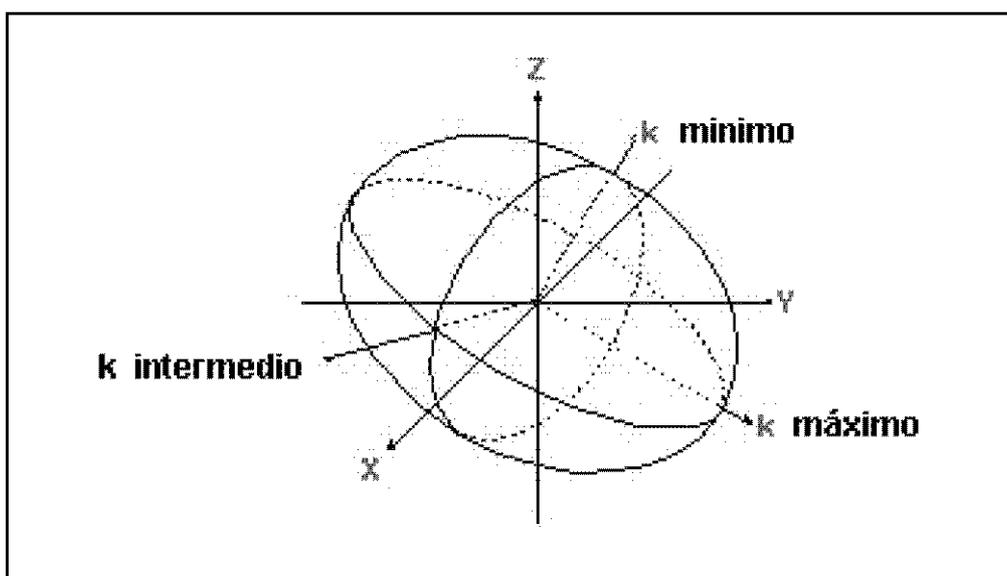


Figura 2.3 El elipsoide de susceptibilidad, cuyos ejes ortogonales corresponden a los ejes principales máximo, intermedio y mínimo de AMS (Tarling y Hrouda, 1993).

La magnitud de la anisotropía asociada con los tres tipos de minerales (ferromagnéticos, diamagnéticos y paramagnéticos) depende de dos factores: la anisotropía de las mismas partículas y el grado de su alineación. La anisotropía de las partículas individuales consta de dos componentes: anisotropía cristalina y anisotropía de forma.

II.3.2 Tipos de anisotropía

II.3.2.1 Anisotropía Cristalina

La anisotropía cristalina surge de la acción de las fuerzas de red sobre el giro del electrón (la configuración) por lo cual, para algún cristal dado, la alineación se da sin esfuerzo a lo largo de las direcciones específicas, es decir, la magnetización adquirida en un campo aplicado es más grande en estas direcciones. Tales ejes cristalinos o planos se llaman los EJES FACILES o PLANOS FACILES y la magnetización de un cristal con tales ejes siempre tenderá a alinearse lo largo de esta dirección (Tarling y Hrouda, 1993).

II.3.2.2 Anisotropía de forma

La anisotropía de forma surge porque la alineación del electrón gira por un campo aplicado, creando polos magnéticos norte y sur en puntos opuestos sobre la superficie de cada grano, resultando en las fuerzas magnetostáticas.

La anisotropía de forma, de un grano ferromagnético puede diferir radicalmente por el tipo de dominio que tenga, ya sea sencillo o multidominio. Las relaciones de la anisotropía de forma, que son observadas en granos multidominio, en los cuales la susceptibilidad es más grande a lo largo de los ejes largos y más débil en el eje perpendicular. Esto significa que la suposición de la dirección de susceptibilidad máxima es la misma que para el eje largo, sólo se da en granos multidominio para los cuales la anisotropía cristalina domina sobre la de forma (Tarling y Hrouda, 1993).

II.3.2.3 Otros tipos de anisotropía de susceptibilidad

Anisotropía de dominio. Esta resulta de la alineación de dominio magnético en partículas multidominio (Stacey, 1963). Para un grano dado, la susceptibilidad es más grande comparada con la dirección K_{11} y mínima normal a ella, k_1 . Stacey mostró que k_{11} es más dependiente de la configuración de dominio y la fuerza coercitiva que k_1 y sugirió que si los dominios están alineados, la anisotropía puede ser pequeña.

Anisotropía textural. Es considerada rara entre el rango normal de rocas investigadas en paleomagnetismo (Bathal, 1971). Resulta del alineamiento de granos magnéticos en líneas o planos. El efecto es más grande en el caso de granos con alta susceptibilidad, tales como la magnetita (Stacey, 1960).

Anisotropía de intercambio. Ésta se debe a interacciones magnéticas entre diferentes tipos de minerales magnéticos: antiferromagnéticos y ferromagnéticos o entre ferrimagnéticos y ferromagnéticos. Stacey (1963) indicó que la interacción de intercambio puede dar el fenómeno de auto inversión, fue considerada capaz de explicar la magnetización inversa de las rocas (Néel, 1955), Blackett, 1962).

Anisotropía inducida por esfuerzo. Graham (1956; citado en Urrutia, 1980), sugirió que los esfuerzos elásticos reversibles aplicados a las rocas pueden causar una desviación irreversible de la magnetización remanente. Los estudios hechos por Kalashnikov y Kapitsa (1952) citados en Urrutia (1980) sobre los efectos del esfuerzo en la magnetización remanente indicaron que la tectónica de esfuerzo produce el efecto magnético. Numerosos estudios han demostrado que los esfuerzos son capaces de imponer efectos permanentes y reversibles en la magnetización remanente.

II.4 Parámetros de AMS

Para evaluar la AMS se hace uso de los parámetros que se definen más abajo y generalmente son divididos en dos grupos principales: aquellos que tratan la magnitud del elipsoide de susceptibilidad y los relativos a la orientación espacial de los ejes principales de la figura geométrica mencionada.

La susceptibilidad promedio de un solo espécimen es equivalente al valor medio de la integral de la susceptibilidad direccional sobre todo el espécimen (Nagata,1961; Janák, 1965; Tarling y Hrouda, 1993) Su fórmula es:

$$k_{media} = \frac{k1 + k2 + k3}{3} \quad \text{donde } k1 \geq k2 \geq k3, \quad (9)$$

(eje máximo (k1), intermedio (k2) y mínimo (k3)), son las susceptibilidades principales en unidades del Sistema Internacional (SI).

II.4.1 Parámetros relativos a la Magnitud y forma del elipsoide de AMS

II.4.1.1 Grado de Anisotropía

Las susceptibilidades principales pueden ser representadas por puntos sobre el eje de números reales; cuando se considera la cantidad de anisotropía, se piensa intuitivamente en la dispersión de estos puntos. Por lo tanto se necesita un factor apropiado para expresar esta dispersión.

El parámetro establecido para la magnitud de la anisotropía se basa en las proporciones de las susceptibilidades máximas y mínimas, es llamado el parámetro P (Nagata, 1961). El grado de anisotropía puede satisfacer este requerimiento hasta cierto punto, pero tienen la desventaja que ignora la posición de la susceptibilidad intermedia k2 entre la susceptibilidad mínima k3 y la máxima k1 (Jélinek,1981).

Está basado sobre la proporción de la susceptibilidad máxima y mínima y es particularmente sensible a la variación de la susceptibilidad total; está dado por:

$$P = P_2 = \frac{k1}{k3} \quad (10)$$

II.4.1.2 Grado de anisotropía corregida

Además de las susceptibilidades principales se deben de considerar sus logaritmos η_1 , η_2 , η_3 y la dispersión del último. Esta dirección puede justificarse por el hecho de que usualmente uno se interesa por las proporciones de las susceptibilidades principales más que por sus diferencias. Como una medida de la dispersión de los logaritmos de las susceptibilidades principales, Jélinek (1981) sugiere el factor $P'=P_j$.

$$P' = P_j = \exp \sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]} \quad (11)$$

(Jélinek, 1981; Tarling y Hrouda, 1993)

$$\text{donde } \eta_1 = \ln k_1; \quad \eta_2 = \ln k_2; \quad \eta_3 = \ln k_3; \quad \eta_m = \frac{(\eta_1 + \eta_2 + \eta_3)}{3} \quad (12)$$

La expresión dentro de la llave es un múltiplo de la dispersión de las cantidades η_1 , η_2 , η_3 . El parámetro P_j se basa en los logaritmos de la susceptibilidad, los cuales son más apropiados en vista de la distribución logaritmica-normal de esta propiedad. Incorpora también susceptibilidad media e intermedia. Es un parámetro más informativo que P_2 (Tarling y Hrouda, 1993).

Otro parámetro propuesto por Owens (1974; citado en Tarling y Hrouda, 1993) es :

$$\text{Grado de anisotropía normalizado dado por } H = \frac{k_1 - k_3}{k_{media}} \quad (13)$$

II.4.1.3 Lineación y Foliación (forma del elipsoide de susceptibilidad)

La Lineación magnética corresponde con las direcciones de susceptibilidad máxima, su magnitud puede ser usada para caracterizar el grado de orientación de los minerales magnéticos de una roca. Su fórmula es:

$$\text{La Lineación (L): } P_1 = L = \frac{k_1}{k_2} \quad (14) \quad (\text{Balsley y Buddington, 1960; y Tarling y Hrouda, 1993.})$$

La Foliación magnética es el plano formado por los ejes k_1 y k_2 . Su magnitud puede ser usada para caracterizar el grado de orientación de los minerales ferromagnéticos. La

dirección de la foliación magnética es el plano perpendicular a la susceptibilidad magnética mínima. Su fórmula es:

$$y \text{ la Foliación (F): } P_3 = F = \frac{k_2}{k_3} \quad (15) \quad (\text{Stacey et al., 1960 y Tarling y Hrouda, 1993.})$$

Como los valores de susceptibilidad siguen una distribución logarítmica normal, estos deben basarse en los valores logarítmicos de k_1 , k_2 , k_3 , pero para números pequeños o rangos de distribución mínima, los valores sin transformar son adecuados.

II.4.1.4 Parámetro de forma T

Según Jélinek (1981) el parámetro T refleja la forma del elipsoide de susceptibilidad y es completamente independiente de la magnitud de la anisotropía, tiene buena simetría y un rango estable. Su fórmula es:

$$T = \frac{(2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3)}{(\eta_1 - \eta_3)} \quad (16) \quad (\text{Jélinek, 1981})$$

este parámetro incluye las tres principales susceptibilidades en el cálculo y es simétrico en su distribución de valores sobre el rango completo de la elipsoide de forma. Jélinek (1981) también define que:

El elipsoide es **prolado rotacional** cuando sólo la lineación magnética se desarrolla, entonces el factor de forma $T = -1$.

El elipsoide es **oblado** (disco) cuando la foliación domina, entonces $0 < T < 1$.

El elipsoide es **oblado rotacional**, *i.e.*, sólo la foliación está desarrollada, entonces $T = 1$.

Tarling y Hrouda (1993) presentan al parámetro T de forma oblada cuando $0 < T \leq 1$; para valores negativos $-1 \leq T < 0$ corresponden a la forma prolada.

II.4.1.5 Parámetros “q” y “V”

Otros dos factores que se usan frecuentemente para sedimentos no consolidados y relacionados con la forma son q y V .

V expresa el ángulo de inclinación de cada una de las dos secciones circulares del elipsoide a partir del eje mínimo y varía desde 0° , para un elipsoide prolado, a 90° para un elipsoide oblado (Graham, 1966).

$$q = \frac{k_1 - k_2}{\left[\frac{k_1 + k_2}{2} - k_3 \right]} \quad (17) \quad (\text{Granar, 1958})$$

$$V = \text{sen}^{-1} \sqrt{\frac{k_2 - k_3}{k_1 - k_3}} \quad (18) \quad (\text{Graham, 1966})$$

La fábrica es oblada cuando $q < 0.69$ y $V > 45^\circ$. Es prolada cuando $q > 0.69$ y $V < 45^\circ$.

También pueden ser usado para comparar la fábrica de materiales de muy similar susceptibilidad, aunque se deben evaluar con precaución (Tarling y Hrouda, 1993).

II.4.2 Método de Realce de la fábrica magnética

Se presenta una breve exposición de lo que es el realce de la fábrica según Tarling y Hrouda (1993). La importancia de los cambios que son inducidos por el tiempo y la temperatura en la mineralogía magnética y por lo tanto en las propiedades anisotrópicas de los diferentes tipos de rocas es importante. El aumento artificial de la temperatura es lo más efectivo para estos cambios, porque el tiempo que transcurre es menor, mientras que el paso del tiempo hace más sutiles estos cambios y difíciles de detectar. Los efectos de la meteorización marcan la cima del reajuste al ambiente en la superficie terrestre; son primero procesos químicos de oxidación e hidratación y la liberación de la presión pueden causar la desintegración de las rocas. Los cambios químicos son los de mayor importancia porque alteran la composición y el tamaño de grano de los minerales individuales. Muchos cambios mineralógicos inducidos por la temperatura se asocian probablemente con el aumento del grado de metamorfismo, la migración de fluidos calientes o fríos también puede dar como resultado mayores fluctuaciones locales de acidez con sus consecuentes modificaciones en la mineralogía (creación o destrucción) y estos cambios generan un notable cambio en la

susceptibilidad promedio de la roca además de reflejar la fábrica que se ve alterada, tal vez drásticamente.

Todos los tipos de roca sufren estas alteraciones, dependiendo de su formación y los factores que modifiquen su ambiente.

El calentamiento de muestra a temperaturas de 200° C o más y particularmente de 300-350° C comúnmente genera la creación de nuevos minerales magnéticos a partir de minerales paramagnéticos de mínima susceptibilidad. Los nuevos minerales generalmente imitan la estructura cristalográfica y formas de los minerales preexistentes. En el anexo II se presenta una tabla de reacciones termoquímicas inducidas en el laboratorio.

El método del realce es simple, sólo requiere del calentamiento de los especímenes a la temperatura elegida y su enfriamiento y medición de AMS. En la práctica el calentamiento se puede realizar en la presencia o ausencia de un campo magnético externo. La técnica puede ser aplicada a varios tipos de roca incluyendo carbonatos, pero, idealmente se requiere de información sobre los cambios petrológicos así como magnéticos.

II.4.3 Representación gráfica de la anisotropía

Las direcciones de los ejes principales del elipsoide de susceptibilidad se grafican comúnmente sobre una proyección estereográfica de igual ángulo o área. Como las direcciones no son vectores se recomienda por varios autores que solamente el hemisferio inferior en proyecciones de igual área sean usadas y que los ejes de máxima, intermedia y mínima susceptibilidad son graficados como cuadrados, triángulos y círculos respectivamente. En la siguiente página se muestra la Figura 2.4, donde se pueden observar las proyecciones estereográficas donde se grafican los ejes de susceptibilidad principal.

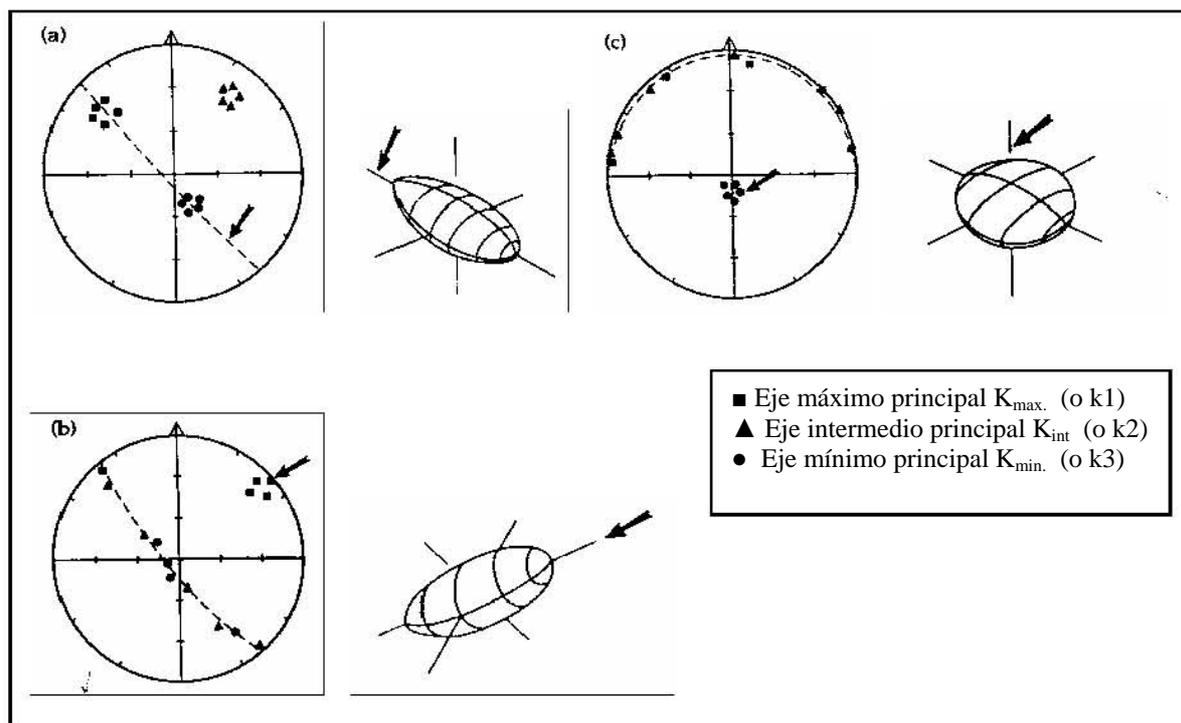


Figura 2.4. Gráficos de datos de AMS sobre proyecciones ortográficas. Las proyecciones usuales son polares, *i.e.*, el centro corresponde a una inclinación de $\pm 90^\circ$ y la circunferencia corresponde al plano horizontal. Las direcciones de los ejes principales están representadas por cuadrados, triángulos y círculos. Para (a) elipsoides triaxiales con la misma orientación, los tres ejes principales forman distintos grupos, mientras (b) elipsoide prolado de orientación similar tiene sus ejes máximos bien agrupados y el intermedio y mínimo se distribuyen dentro de un "cinturón" a 90° de la dirección máxima. (c) elipsoide oblado de orientación similar muestra los ejes mínimos bien agrupados y los máximos e intermedios caen en un círculo a 90° a partir de los mínimos. Como los ejes principales son ortogonales no es siempre necesario grafica los ejes intermedios (Tarling y Hrouda, 1993, p.27).

II.5 Anisotropía magnética de minerales

II.5.1 Introducción

Desde el punto de vista de la anisotropía magnética, los minerales importantes son algunos silicatos ferromagnesianos paramagnéticos como la augita, la hornblenda y calcita diamagnética además de la magnetita, la hematita y la pirrotita (Hrouda, 1982).

La magnetita es el mineral magnético más frecuente, es magnéticamente isotrópico cuando se mide en campos débiles y anisotrópico cuando se mide en campos fuertes (Hrouda, 1982; Stace, 1960; Nagata, 1961). La hematita también es frecuente, la anisotropía de este óxido de hierro es más grande, pero su susceptibilidad es más pequeña que la de la magnetita aunque ésta es más grande que la de otros. Si estos dos minerales están presentes en una

roca, las propiedades magnéticas estarán dominadas por ambos, la magnetita dominará cuando haya más constituyente de ésta y también dominará cuando haya menos. En bajas concentraciones o en ausencia de éstos dos minerales otros minerales ferromagnéticos son importantes tales como la maghemita (óxido de hierro), la goetita (hidróxido de hierro) y la pirrotita (sulfuro de hierro) (Tarling y Hrouda, 1993).

En rocas con susceptibilidad menor que 5×10^{-4} SI, la fábrica magnética esta controlada por la orientación de la red cristalina de minerales paramagnéticos o antiferromagnéticos (Rochette, 1987^a ; Hrouda y Jelinek, 1990; citados en Tarling y Hrouda, 1993) como la ilmenita, siderita y clorita; en rocas con baja señal magnética, como por ejemplo los carbonatos y cuarcita, los minerales diamagnéticos pueden dominar las propiedades magnéticas y generalmente presentan susceptibilidades promedio negativas (Tarling y Hrouda, 1993). La figura 2.5 representa un resumen de estos tipos de rocas, y se explica en los siguientes incisos según Tarling y Hrouda (1993).

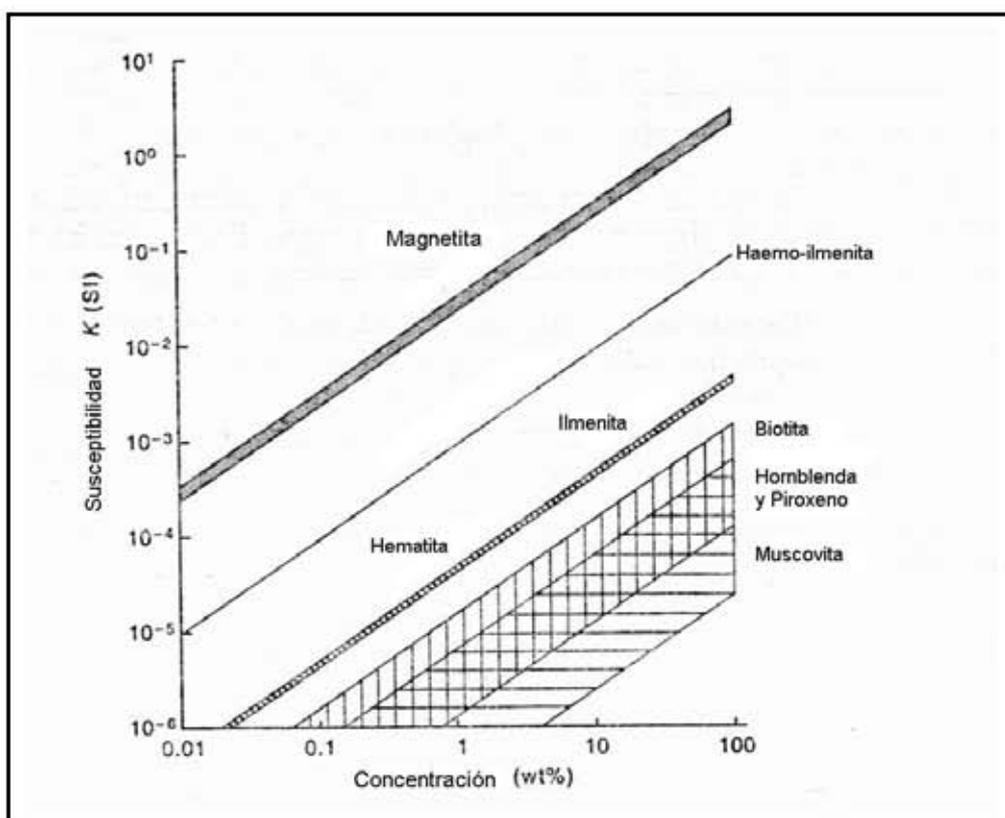


Figura 2.5 La contribución mineral a la susceptibilidad de una roca. Todos los granos minerales dentro de una roca contribuyen a su susceptibilidad total, pero su influencia individual depende de su susceptibilidad intrínseca así como de su concentración. Ejemplos de minerales ferromagnéticos y paramagnéticos se muestran aquí. Figura obtenida y modificada de Tarling y Hrouda, 1993.

- a) Si una roca contiene minerales paramagnéticos como constituyentes comunes (10% aprox.) y su susceptibilidad es más alta que 5×10^{-3} (SI), la susceptibilidad y la anisotropía de la roca son manejadas por la fracción ferrimagnética.
- b) Si una roca contiene minerales paramagnéticos como constituyentes comunes (aprox. 10%) y su susceptibilidad es menor a 5×10^{-4} (SI), la fracción paramagnética controla la susceptibilidad y anisotropía de ésta.
- c) Si una roca contienen minerales paramagnéticos como constituyentes comunes y susceptibilidad promedio en un intervalo de 5×10^{-4} a 5×10^{-3} SI (Sistema Internacional) (0.0005 a 0.005 SI), su susceptibilidad y anisotropía será afectada por las fracciones paramagnética y ferrimagnética. Y
- d) Si la hematita o pirrotita contribuyen a la susceptibilidad promedio, su contribución a la anisotropía total será aún más alta porque ellas tienen propiedades anisotrópicas esenciales.

II.5.2 Minerales Ferromagnéticos

Los minerales magnéticos primarios provienen de rocas volcánicas y plutónicas (O'Reilly, 1984). Varias de las especies minerales magnéticas pueden ser presentadas en un diagrama ternario.

O'Reilly explica el diagrama de la figura.2.6 como sigue: En transformaciones a fases no magnéticas un mineral puede desaparecer de éste diagrama y en transformaciones que producen óxido magnético un mineral puede entrar al diagrama. Durante el tiempo geológico la composición de la fase magnética generalmente se mueve a la derecha (se oxida) y hacia abajo; siendo la hematita la última fase magnéticamente estable. La titanomagnetita puede oxidarse a altas temperaturas (oxidación deutérica) produciendo un intercrecimiento del cual el componente magnético es una Ti-magnetita rica en hierro más que TM60 que es una titanomagnetita ideal. A baja temperatura, la oxidación (maghemitización) produce un Ti-maghemita, mineral inestable, el cual puede invertirse para producir magnetita o hematita. Un enfriamiento lento de Ti-magnetita puede producir la separación de dos fases minerales produciendo un intercrecimiento de titanomagnetita más rica en hierro y otra más pobre en éste que la ideal.

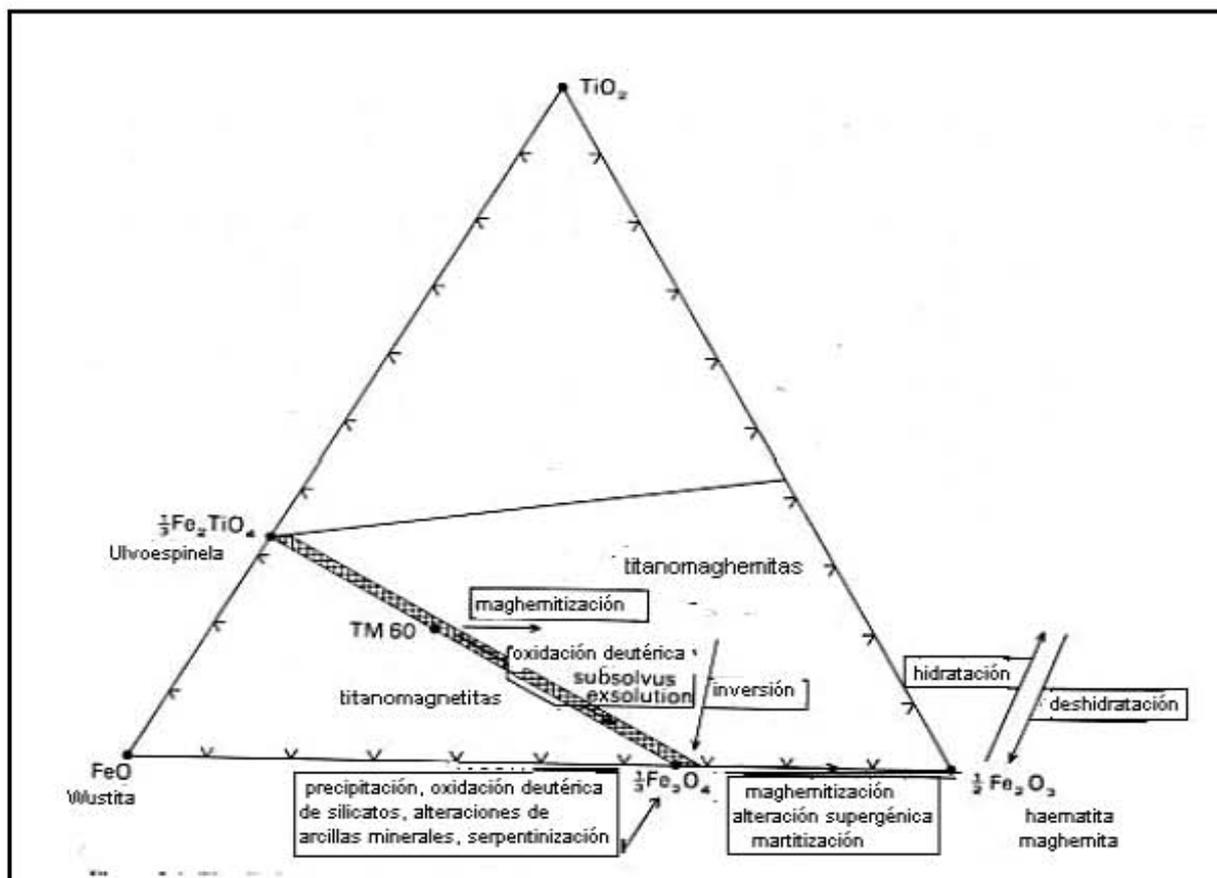


Figura 2.6. Diagrama Ternario. Composiciones de minerales óxidos de Fe y Ti (O'Reilly, 1984).

Existen varios tipos de óxidos de hierro. Los **óxidos con estructura cristalina cúbica** son la magnetita, titanomagnetita y titanomaghemita. Los **óxidos con estructura rombohédrica** como la hematita y la ilmenohematita y contienen dos redes magnéticamente antiparalelas de idéntica potencia, es decir, deben ser antiferromagnéticos y por lo tanto no muestran magnetización espontánea.

Sin embargo la hematita y la ilmenohematita en solución sólida contiene redes magnéticas que no son exactamente antiparalelas; esto significa que las propiedades magnéticas de éstos minerales son afectadas fuertemente por algunas imperfecciones dentro de la red cristalina debido a impurezas y espacios entre la red y consecuentemente sus propiedades magnéticas son menos definidas que las de los minerales cúbicos, aún en el caso de los sintéticos. También están los **Sulfuros de hierro** que exhiben propiedades magnéticas en un intervalo estrecho de composición específica, pero son muy afectados por impurezas, un ejemplo es la pirrotita y la greigita, ésta se encuentra particularmente en ambientes lacustres y algunos marinos relacionados con sedimentos orgánicos y a profundidades mayores de algunos metros, tiende a oxidarse rápidamente a la intemperie. También se encuentran los **sulfatos de hierro hidratados**, los minerales paramagnéticos de este tipo

son la marcasita y la pirita son muy inestables cuando se exponen al aire, algunos son muy magnéticos. (Tarling y Hrouda, 1993).

II.5.3 Minerales Paramagnéticos

Muchos minerales son paramagnéticos, particularmente los silicatos (olivino, anfíboles, piroxenos, biotita, clorita, mica, etcétera), pero no llevan remanencia magnética y no pueden por lo tanto contribuir al estudio de la fábrica magnética que se basa en la remanencia. Las susceptibilidades de los paramagnéticos es baja aproximadamente 5×10^{-4} (SI), pero es muy uniforme para diferentes especies minerales variando sólo en su contenido de hierro. Sus señales magnéticas pueden ser disminuidas cuando existe una pequeña fracción mineral ferromagnética aunque la anisotropía magnética de algunos paramagnéticos es más fuerte que la de algunos ferromagnéticos y puede ser detectada por la determinación de la forma del elipsoide de susceptibilidad; esta determinación se puede basar en la forma o alineación cristalina ya que la última tiende a presentar efectos dominantes. Algunos de los minerales paramagnéticos se destruyen bajo condiciones naturales para formar nuevos minerales autigénicos como la hematita, maghemita, magnetita o goetita, cuya orientación cristalina y forma a veces imitan a los minerales que están reemplazando. La fábrica resultante puede imitar la fábrica del mineral paramagnético anfitrión (Tarling y Hrouda, 1993).

Las propiedades magnéticas de los paramagnéticos no se conocen ampliamente aunque algunas arcillas ricas en hierro, hornblenda y micas como la biotita y clorita se conocen muy bien por estudios petrográficos. En la siguiente tabla se muestran algunos ejemplos de minerales paramagnéticos y diamagnéticos.

Tabla 2. Minerales paramagnéticos y Diamagnéticos.

| Mineral | susceptibilidad media (SI x 10 ⁻⁶) | Pj | T |
|----------------------|---|-------|-------|
| Paramagnético | | | |
| Actinolita (1) | 3560 | 1.136 | -0.43 |
| Actinolite (2) | 6500 | 1.204 | 0.43 |
| Hornblenda | 8920 | 1.665 | -0.51 |
| Clorita (1) | 358 | 1.262 | 0.74 |
| Clorita (2) | 70 | 1.753 | 0.30 |
| Clorita (3) | 1550 | 1.302 | 0.26 |
| Clorita (4) | 370 | 1.154 | 0.42 |
| Biotita (1) | 1230 | 1.372 | 0.95 |
| Biotita (2) | 1180 | 1.319 | 0.98 |
| Biotita (3) | 998 | 1.198 | 0.90 |
| Biotita (4) | 1290 | 1.361 | 0.99 |
| Muscovita (1) | 165 | 1.413 | 0.44 |
| Siderita | 3980 | 1.565 | -0.90 |
| Turmalina | 1690 | 1.005 | 1.00 |
| Diamagnéticos | | | |
| Cuarzo (1) | -13.4 | 1.01 | 1.0 |
| Cuarzo (2) | -15.4 | 1.01 | 1.0 |
| Calcita | -13.8 | 1.11 | 1.0 |
| Dolomita | -38.0 | 4.96 | 0.0 |

Pj es el grado de anisotropía y T es el parámetro de forma del elipsoide de susceptibilidad. Estos parámetros son indicativos de las propiedades de los minerales pero estrictamente de la muestra mineral específica. Los números entre paréntesis representan diferentes muestras (Tabla modificada de Tarling y Hrouda, p.32; 1993).

II.5.4 Minerales Diamagnéticos

Estos tienen susceptibilidades negativas (aprox. -1×10^{-5} SI) esto significa que adquieren una débil magnetización en dirección opuesta al campo aplicado. Ejemplos comunes son el cuarzo y la calcita así como materiales orgánicos como el carbón, son importantes cuando los ferromagnéticos están totalmente ausentes. Como no contienen hierro o níquel o cromo no pueden formar minerales ferromagnéticos cuando sufren metamorfismo, pero su fábrica puede ser copiada si ellos son reemplazados por los minerales ferromagnéticos o paramagnéticos durante el metamorfismo o metasomatismo; por lo tanto la anisotropía diamagnética puede ser usada en rocas que contengan minerales paramagnéticos y no ferromagnéticos. Son muy importantes ya que a veces su proporción en la roca es grande y generan información para el comportamiento de la roca entera (Tarling y Hrouda, 1993).

II.6 Anisotropía magnética en rocas

II.6.1 Rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias pueden contener cualquiera de las fases minerales magnéticas minerales de las rocas ígneas. La alteración de los minerales durante el intemperismo, transporte y sedimentación puede producir un ensamblaje mineral en un estado altamente oxidado (O'Reilly, 1984).

En estudios sobre sedimentos se encontró que el proceso de orientación de los minerales ferromagnéticos es afectado por varios factores:

A) Campo gravitacional de la tierra; el cual causa que la partícula mineral se deposite paralela y plana en la base. Si el fondo está ligeramente inclinado, los granos pueden rodar a lo largo del fondo y orientar sus ejes largos paralelos a la línea de contorno (Hrouda, 1982).

Cuando se da la depositación grano por grano, aún en agua (en la ausencia de corriente) la gravedad es la fuerza más importante y produce granos aplanados que se encuentran en la superficie deposicional o plano de capa. La mayoría de los granos alargados también estarán con sus ejes largos alineados aleatoriamente dentro del plano de capa resultando en una fábrica oblada (el eje mínimo es perpendicular al plano de la capa), esta fábrica puede ser modificada por la inclinación de la superficie en donde la depositación se realiza.

1. Sobre una SUPERFICIE HORIZONTAL no operan otras fuerzas, así que la fábrica es totalmente foliada (oblada) y no tiene lineación sobrepuesta.
2. Sobre una SUPERFICIE INCLINADA existe la tendencia de algunos granos alargados a rodar por la inclinación, el ángulo de ésta y la desigualdad del terreno afectan el tamaño del grano, aunque la fábrica es fuertemente oblada y paralela al plano de capa, existe una pequeña lineación perpendicular superpuesta a la máxima inclinación; si la inclinación es mayor, el grado de la lineación aumenta hasta que el ángulo de la base es excedido y en estas condiciones el desplome es probable, generando el desarrollo de una fábrica similar a la formada en una corriente de agua.

B) La corriente de agua; tiende a orientar los ejes largos de los granos paralelos al flujo. Si la corriente es fuerte, algunos granos pueden rodar y orientar sus ejes largos perpendiculares a la dirección del flujo (Hrouda, 1982).

Si la corriente de agua esta presente durante el depósito de sedimentos, no afecta a toda la fábrica marcadamente; como la fuerza gravitacional aún domina y da seguimiento a una fábrica oblada dentro del plano de capa.

1. En corrientes LENTAS O MODERADAS, (aproximadamente $<1\text{cm/s}$) la alineación de los ejes mayores de granos alargados produce lineación paralela a la dirección de flujo, la imbricación es usualmente menor de 10° , por lo que la fábrica oblada está limitada al plano de capa.
2. Corrientes VELOCES, ($\geq 1\text{cm/s}$) aumentan el ángulo de imbricación, por lo que la fábrica oblada predominante es inclinada de 5 a 20 grados lejos del plano de capa. Los granos alargados están más estables si están con sus ejes largos perpendiculares a la dirección del flujo (en ángulos rectos a la dirección de la imbricación).
3. Corrientes depositando materiales sobre una pendiente forman sedimentos con fábrica magnética cuyo componente lineal y planar tiende a reflejar la dirección de la corriente y la pendiente. Una sola muestra no proporciona un buen análisis, pero varias sí, tomadas de diferentes lugares, forman un patrón en el que la velocidad de la corriente y los efectos de la inclinación pueden ser inferidos si se combinan con otras observaciones. (Tarling y Hrouda, 1993).

C) El campo geomagnético, el cual orienta los ejes largos de los granos ferromagnéticos paralelos al meridiano magnético local (Hrouda, 1982).

Se ha encontrado que las orientaciones preferidas de los minerales ferromagnéticos en rocas sedimentarias son controladas primeramente por factores hidrodinámicos, mientras el campo geomagnético influencia a los granos pequeños (0.03mm). La dirección de susceptibilidad mínima es perpendicular a la capa en todos los tipos de sedimentación (Tarling y Hrouda, 1993); lo que concuerda con lo que dice Graham (1966), que dice que la susceptibilidad mínima se encuentra comúnmente normal a la capa en sedimentos no deformados. Si la fracción ferromagnética es representada por un mineral magnéticamente isotrópico del tipo de la magnetita, la Lineación magnética es, generalmente, paralela a la dirección de la corriente y se hunde ligeramente contra la corriente. Excepcionalmente si la corriente es fuerte, en la base o cerca de esta, la Lineación magnética puede ser perpendicular a la corriente permitiendo el efecto de rodamiento. (Tarling y Hrouda, 1993).

En estudios de sedimentos ricos en arcilla, la susceptibilidad promedio es relativamente baja, generalmente esta en un intervalo de $100\text{-}400 \times 10^{-6}$ SI y el grado de anisotropía $P_j < 1.1$, ambos valores se han relacionado generalmente a una contribución de la matriz paramagnética a la susceptibilidad total (Mattei et al, 1997). Tarling y Hrouda afirman que

las rocas sedimentarias muestran baja susceptibilidad generalmente menor a 5×10^{-4} SI y baja anisotropía $P_j < 1.05$, estos datos los tomaron del macizo Bohemia y los Cárpatos en Checoslovaquia (ver Figura 2.7).

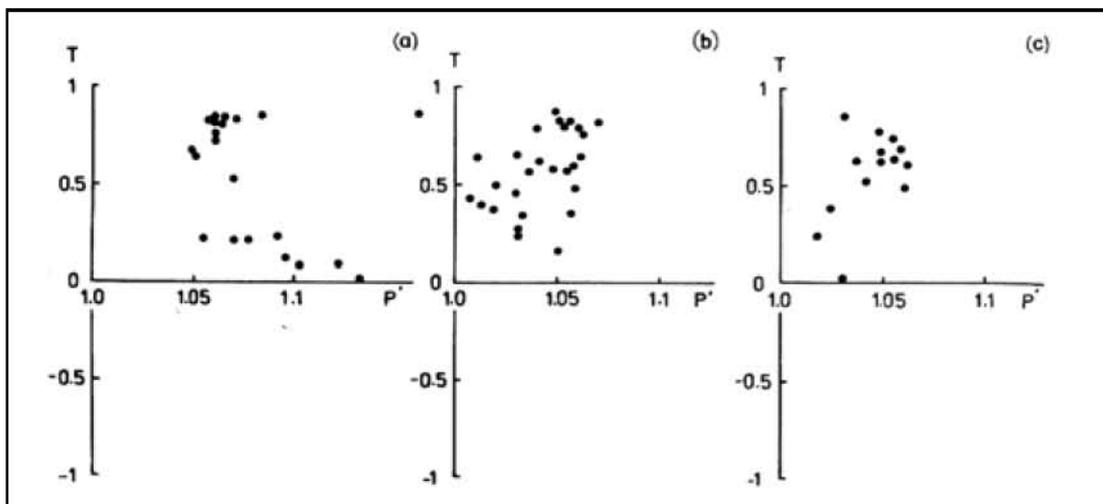


Figura 2.7. Gráficas de rocas sedimentarias. a) sedimentos artificiales, b) sedimentos con magnetita, c) sedimentos con hematita. Como se observa el $P_j \leq 1.05$, a veces mayor (Hrouda, 1981, p.50).

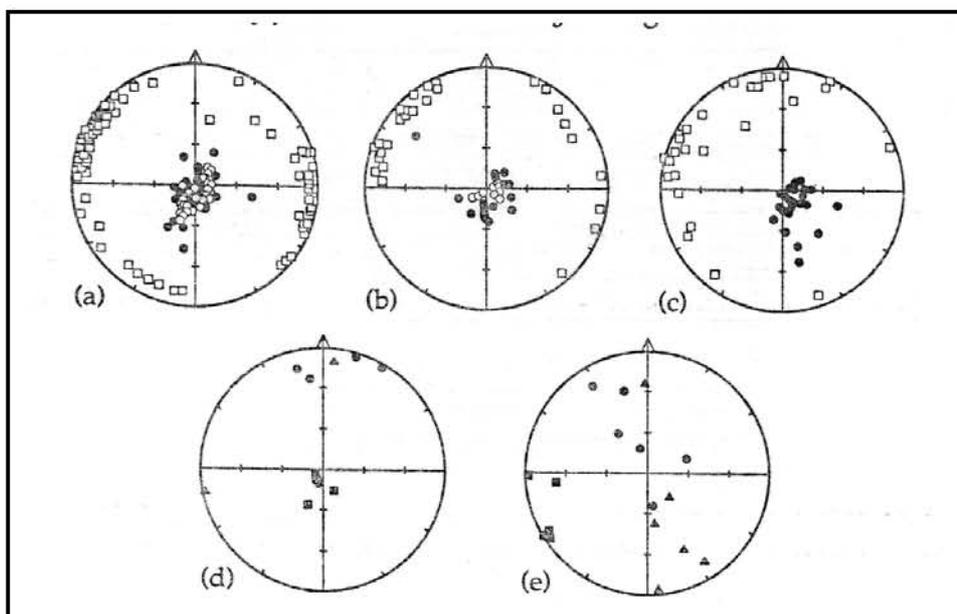


Figura 2.8 8 (a) Fábrica de depósitos de Loess en China, muestra foliación imbricada, los ejes máximos están orientados sugiriendo altas velocidades. (b) Paleosuelos chinos la fábrica es foliada y similar a los loess. (c) Arenas eólicas formando parte de una duna. Los ejes máximo e intermedio forman una distribución circular en la horizontal. (d) Carbón, que porta fábrica probablemente de origen paramagnético. (e) Asfalto muestra clara lineación. (Tarling y Hrouda, 1993).

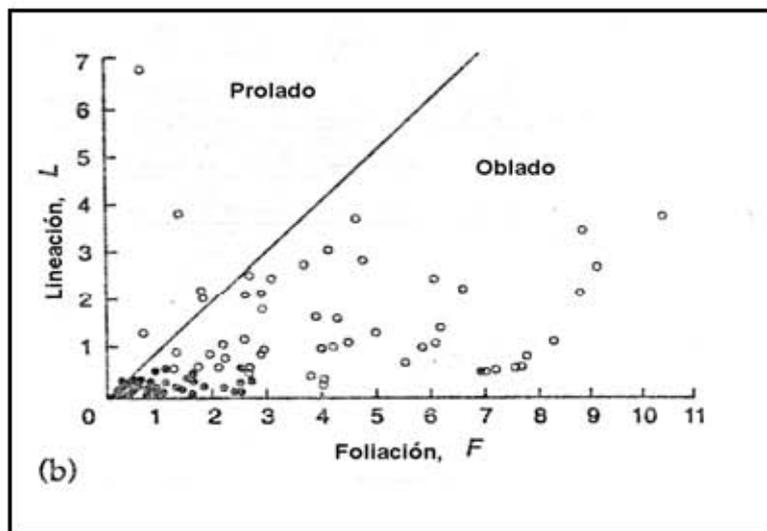


Figura 2.9 (b) muestra la Lineación .vs. Foliación de muestras de las islas Sapelo en círculos sin relleno y de la cueva Mammoth, círculos rellenos (Tarling y Hrouda, 1993).

II.6.2 Rocas ígneas

Tarling y Hrouda (1993) mencionan que en rocas ígneas la fábrica primaria está asociada con el emplazamiento y es atribuible generalmente al flujo magmático; como en los sedimentos, ellos incluyen los efectos de algunos cambios químicos que ocurren después del emplazamiento, pero no los inducidos por eventos tectónicos o enfriamiento. Por su parte Hrouda(1982) señala que la anisotropía magnética de rocas volcánicas es relativamente baja (aproximadamente comparable con los sedimentos) y esto sugiere que el mecanismo de orientación de ferromagnéticos no es demasiado efectivo. Según Tarling y Hrouda (1993) los principales factores que afectan a los granos y por lo tanto a la fábrica magnética son:

- A) El campo geomagnético es totalmente inefectivo durante el flujo o movimiento plástico de un magma; porque la temperatura a la que se detiene este flujo, aún dentro del agua, es aproximadamente 800°C, muy por encima del punto de Curie de varios minerales ferromagnéticos.
- B) El efecto de la gravedad sobre la alineación de cristales individuales es virtualmente insignificante.
- C) Es probable que mucha de la fábrica asociada con minerales ferromagnéticos en productos magmáticos sea imitadora de la fábrica de minerales paramagnéticos a partir de los cuales ellos se forman por alteración deutérica, después química y física.

Extrusivas e intrusivas superficiales

Tarling y Hrouda (1993) mencionan que los flujos de lava, diques y “sills” tienen fábrica magnética que tiende a ser más foliada que lineada y el plano de foliación está cerca del plano de flujo, su susceptibilidad mínima es perpendicular al plano de flujo. El predominio de la foliación significa que los ejes máximo e intermedios forman usualmente un cinturón sobre la proyección ortográfica, aunque el eje máximo puede, a veces, estar agrupado ya sea paralelo o perpendicular a la dirección de los fluidos.

Flujos de basaltos superficiales comúnmente expulsados tienen fábricas consistentes, mientras que flujos de basaltos submarinos tienen fábricas más aleatorias. Esta diferencia, que si se ha establecido, puede ser el resultado de la deformación del flujo causada por la liberación de gases como es el caso de vesículas en lavas almohadilladas (Tarling y Hrouda, 1993).

Los flujos de ceniza, tobas e ignimbritas tienen fábricas claramente obladas. Los planos de foliación generalmente muestran imbricación relacionada a la dirección del flujo. La lineación tiende a ser variable, siendo paralela o perpendicular a la dirección del flujo. El comportamiento caótico probablemente se da donde el flujo es más erosivo y en el límite superior donde el flujo no puede ser laminar si la liberación de gases causa colapso (Tarling y Hrouda, 1993). Ver figuras 2.10 y 2.11.

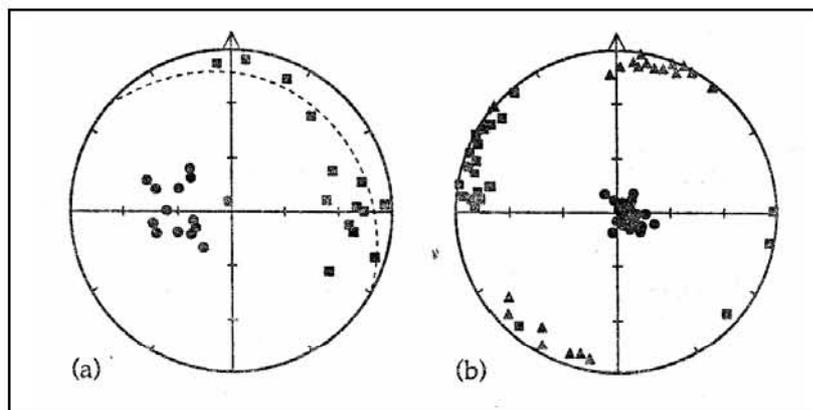


Figura 2.10. Fábrica magnética en tobas e ignimbritas imbricadas (a) Fábrica de toba amarilla del Cuaternario de Terregavata, cerca de Nápoles, Italia. Muestra una fábrica foliada imbricada; los ejes máximo e intermedio forman un “cinturón” (líneas punteadas), pero la lineación tiende a ser perpendicular a la dirección del flujo, indicada por la imbricación y la inclinación del plano de foliación. (b) fábrica de tobas del río San Juan Pescador al sur de Colorado, muestra una susceptibilidad triaxial en la cual el eje mínimo está muy bien definido y casi vertical mientras los otros dos ejes principales están dentro del plano horizontal en forma análoga a los sedimentos (Tarling y Hrouda, 1993).

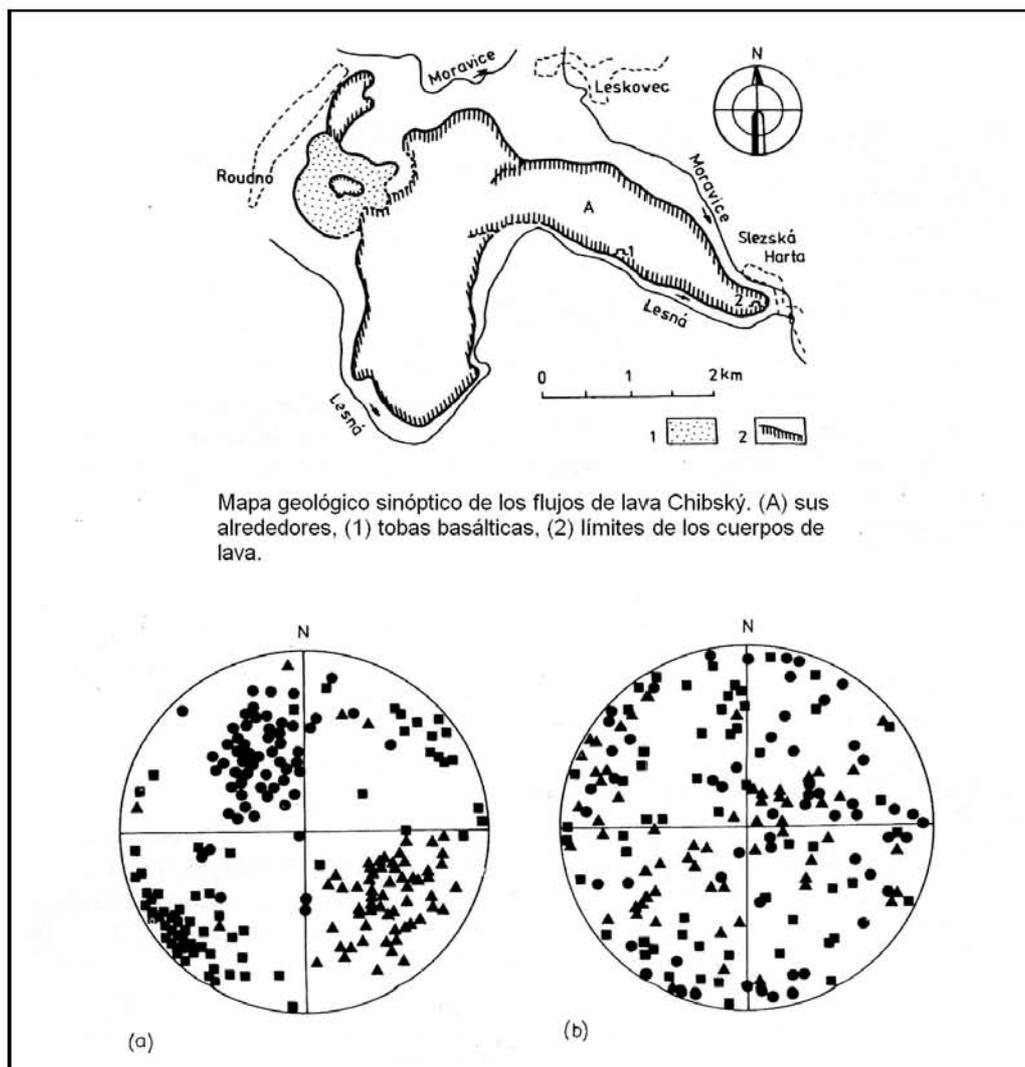


Figura 2.11 Mapa y orientación de los ejes de susceptibilidad en el flujo de lava Chibský, Moravia, Checoslovaquia. (a) éste inciso corresponde al no.1 en el mapa y muestra donde el flujo era más veloz y posiblemente menos viscoso, la fábrica está bien definida. (b) fábrica correspondiente con el no. 2 sobre el mapa, está pobremente definida, indicando un flujo más irregular o menos alineado ya que era más lento y más viscoso (Hrouda, 1982).

En **diques** superficiales la fábrica es foliada, pero su magnitud es generalmente más baja, ya que los ejes máximos y mínimos en ocasiones intercambian su dirección pero permanecen dentro del plano del flujo (Tarling y Hrouda, 1993).

En **"sills"** la foliación magnética también es paralela al flujo, es decir, la susceptibilidad mínima está cerca de la vertical en "sills" aproximadamente horizontales por lo que las características magnéticas de intrusivos superficiales permiten al plano de flujo ser definido, aunque la carencia de lineación y muchos casos de imbricación impide la determinación de la dirección del flujo. La orientación de la foliación magnética puede ser usada para distinguir diferentes estructuras (Tarling y Hrouda, 1993).

La anisotropía magnética también se ha estudiado en columnas basálticas para estudiar su origen, trabajos previos (Symons, 1967; Kolofiková, 1976; citado por Hrouda 1982) revelaron que la anisotropía magnética se generó mientras la lava fluía y que en el proceso de formación de la columna el agrietamiento del magma frío no se reflejó en la anisotropía. También se ha descubierto que la orientación original de la Titanomagnetita debido al flujo de magma se modifica debido a la respuesta de la roca por la presión generada por la contracción de la lava durante la formación de la columna (Ellwood y Fisk, 1977; citados en Hrouda, 1982)) o también debido a fuerzas verticales dirigida por columnas sobreyacentes (Elwood, (1979). El estudio de la columna basáltica en San Anton, Morelos, México, muestra que la forma del elipsoide de AMS es predominantemente prolada más que oblada, dando una orientación lineal paralela definida que sugiere incremento en el alargamiento del grano magnético relacionado con el crecimiento de cristales o la realineación (en un campo de presión vertical) debida a la contracción térmica (Urrutia Fucugauchi, 1982).

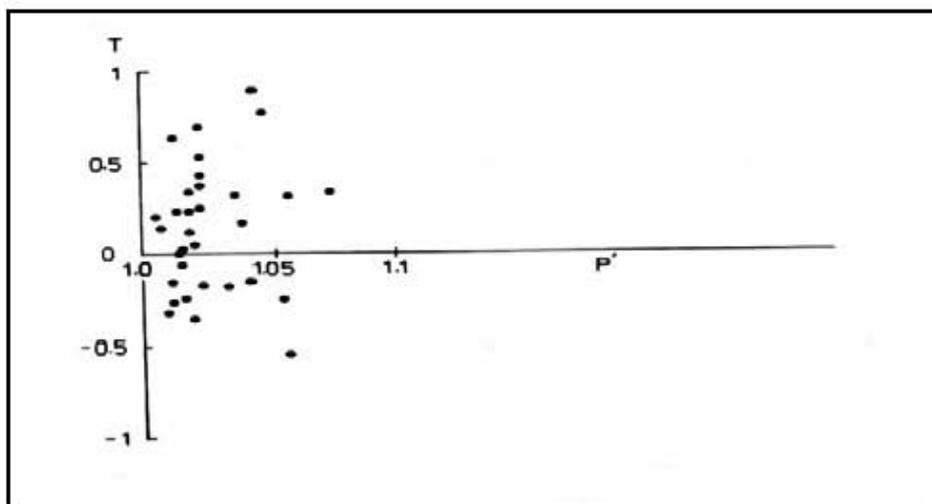


Figura 2.12. Anisotropía de rocas volcánicas. Recopilaciones de Halvorse (1974) y Kolofiková (1976). Obtenido de Hrouda, 1981.

En estudios anteriores de depósitos piroclásticos se muestra el bajo grado de anisotropía con foliación más desarrollada y fábrica oblada, como en el trabajo de Cagnoli y Tarling (1996), donde $P_j < 1.08$; que son consistentes con otros estudios de depósitos piroclásticos (MacDonald y Palmer (1990).

Hrouda (1982) menciona que en la **rocas plutónicas** la AMS es muy variable, varía desde valores bajos, típicos de las volcánicas y sedimentarias a valores extremadamente grandes que a veces exceden el 2 (fig. 2.13). Y refiere que en un trabajo anterior (Hrouda y Chlupácova, 1980) se analizaron las causas de esta variación y ofrecen la siguiente explicación:

La anisotropía magnética de las rocas plutónicas, que poseen fábrica de flujo y cuyo emplazamiento fue efectuado a través del flujo del magma se caracteriza por una baja anisotropía y excede en un grado considerable el campo de las volcánicas. Consecuentemente puede asumirse que las rocas plutónicas con una baja anisotropía magnética poseen una fábrica magnética formada por el movimiento del magma fluyendo. Como se mencionó, el mecanismo de orientación de los minerales ferromagnéticos por el flujo del magma es relativamente inefectivo y esto da surgimiento al bajo grado de anisotropía (Hrouda,1982).

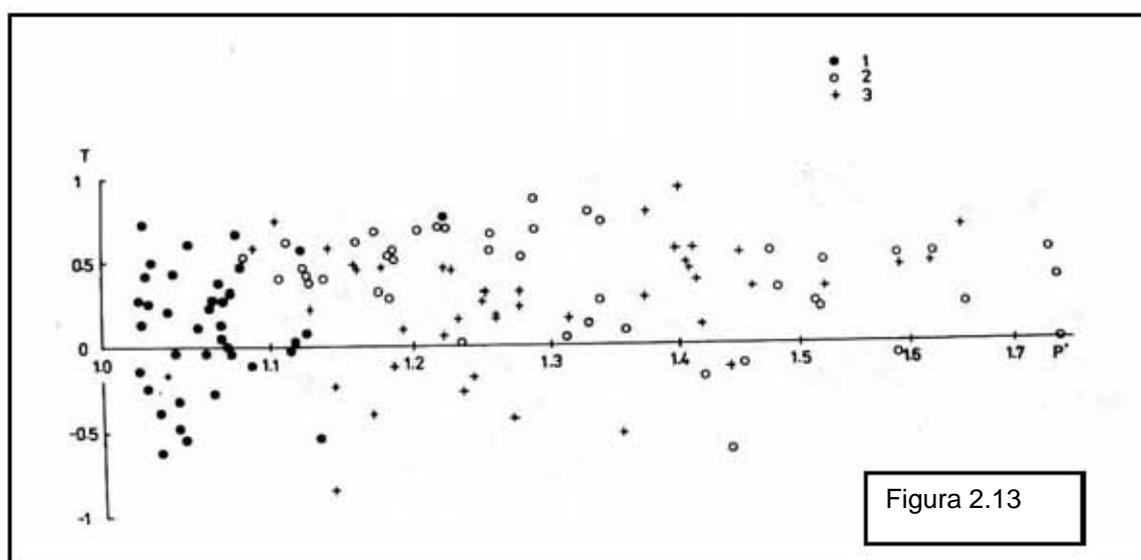


Figura 2.13. Rocas plutónicas. (1) rocas con fábrica magnética de flujo, (2) rocas con fábrica magnética de deformación, (3) rocas con fábrica imitando a la magnetita (Hrouda, 1982).

Las rocas plutónicas incluyen tipos de rocas que exhiben un muy alto grado de anisotropía y una muy alta susceptibilidad magnética (Hrouda, 1982), esto parece una contradicción del mismo autor por lo que se mencionó en el párrafo anterior, sin embargo también explica que la AMS es muy variable, ya que muda de valores muy bajos a valores muy altos.

Las rocas graníticas pueden ser divididas en formas magnéticas y no magnéticas; las susceptibilidades de las magnéticas (granitos) están entre 10^{-3} y 10^{-2} SI, principalmente reflejan la presencia de magnetita y/o magnetita con ilmenita. Esta mineralogía es común del tipo I (ígneo) y del tipo A (anorogénico), es decir, asociación de biotita y hornblenda tonalite y granitos alcalinos. Granitos no magnéticos tienen susceptibilidades de 10^{-5} a 10^{-4} SI esta susceptibilidad es conducida por la ilmenita y/o hemoilmenitas y la correspondiente al tipo M (calcoalcalino) y tipo S (sedimentarios), (Tarling y Hrouda, 1993).

Como se mencionó anteriormente, la AMS también sirve para diferenciar estructuras, por ejemplo, la susceptibilidad del granito Tis³ es muy baja, de 10^{-4} SI, y su anisotropía magnética muy baja, varía de 1.01 a 1.05 mientras que la susceptibilidad de la granodiorita Cistá⁴ es muy alta, de 10^{-2} SI y su anisotropía magnética varía de 1.2 a 1.6 confirmando que son dos cuerpos distintos (Hrouda, 1982).

El campo de la anisotropía de susceptibilidad magnética de rocas como ortogneises y granitos asociados con metamorfismo catazonal es muy grande y extenso y el grado promedio de anisotropía es relativamente alto. Esta fábrica no se formó totalmente en el flujo del magma, la deformación dúctil jugó un papel considerable en su formación. El mecanismo de orientación de los minerales ferromagnéticos por deformación dúctil es muy efectivo, por lo consiguiente el grado de anisotropía es alto (Hrouda, 1982).

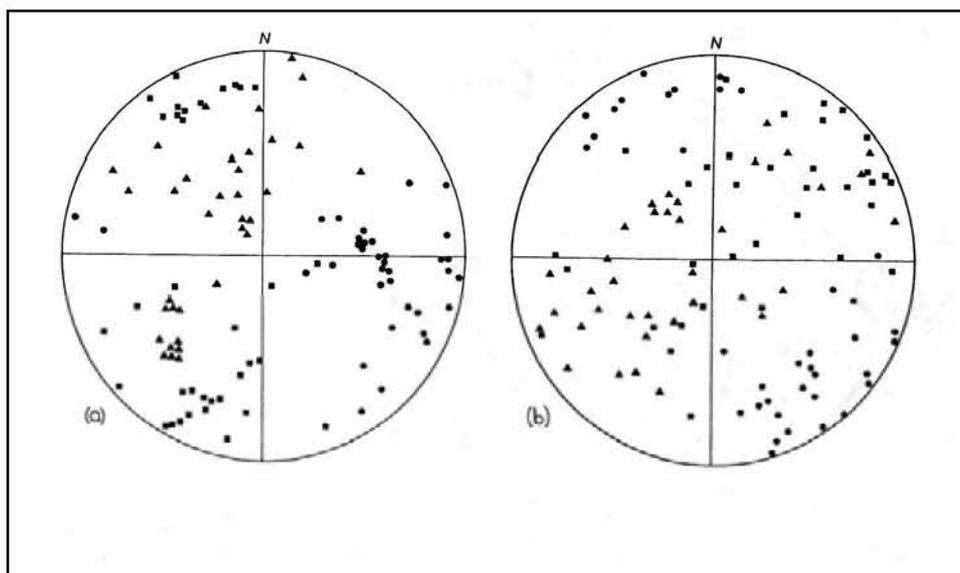


Fig. 2.14. Orientaciones principales de susceptibilidad del granito Tis, de dos lugares (a) cuerpo del occidente y (b) cuerpo nororiental; muestran amplia dispersión de los ejes (la foliación y la lineación magnéticas están dispersas) Hrouda, 1982.

II.6.3 Rocas Metamórficas

Tarling y Hrouda (1993) refieren que la fábrica metamórfica es aquella que está asociada directa o indirectamente a los efectos de procesos tectónicos, incluidos aquellos desarrollados como resultado de sepultamiento profundo. Los efectos tectónicos afectan a

³ El macizo Cistà-Jesenice está situado en la parte occidental de Bohemia, rodeado por rocas metamórficas del Proterozoico y sedimentos del Permocarbonífero. Fue considerado originariamente un cuerpo magmático. Con base en estudios geológicos fue dividido en dos cuerpos, el granito Tis y la granodiorita Cistà (Hrouda, 1982).

⁴ La granodiorita Cistà es parte del macizo Cistà-Jesenice (Hrouda, 1982).

las rocas que ya tenían alguna forma de fábrica primaria o metamórfica preexistente, esto es, la fábrica tectónica es casi siempre un rasgo sobreimpuesto. Si la sobreimpresión tectónica es completa, los componentes direccionales de la fábrica magnética pueden relacionarse con facilidad a la presión o campo de esfuerzo, pero si la sobreimpresión es débil, la fábrica magnética resultante es una mezcla compleja de fábricas tectónicas y pretectónicas.

Existen métodos (eléctricos, ópticos, etc.) que pueden solucionar estos problemas, pero en términos absolutos las propiedades anisotrópicas pueden interpretarse limitadamente y dependen del conocimiento en el cual la deformación ocurrió.

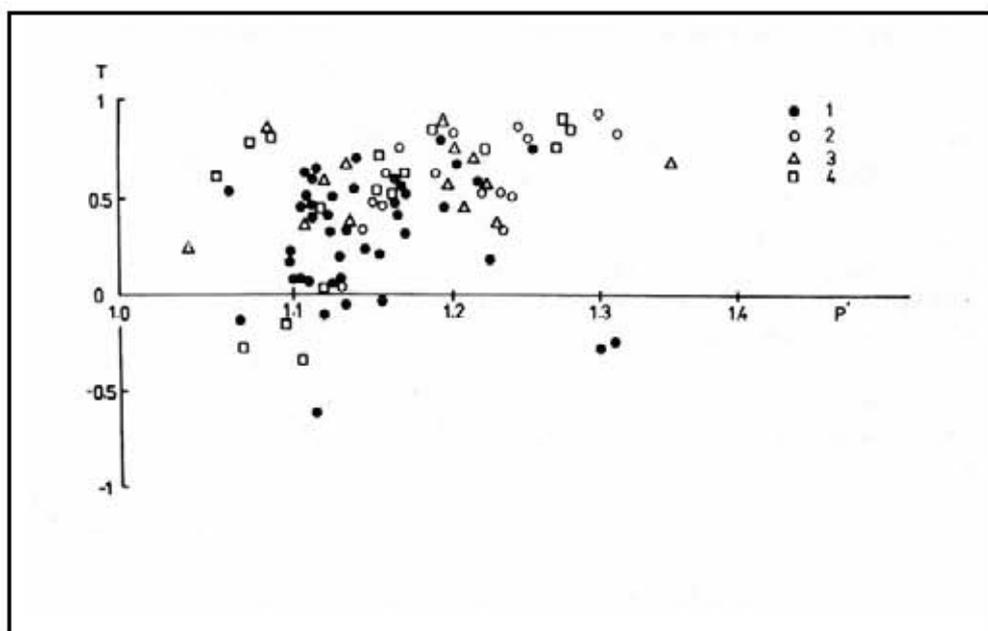


Figura 2.15. Gráfico anisotropía magnética de algunas rocas metamórficas. (1) pizarra, (2) filita, (3) mica-esquistos, (4) gneis (Hrouda, 1982).

La fábrica magnética de las rocas metamórficas puede estar asociada a los mecanismos de deformación (*brittle* (frágil), dúctil, *diffusion Creep*) a esfuerzos (pasivos, línea/plano, viscoso y dúctil) y a metamorfismo de bajo y alto grado. La figura 2.15 presenta la gráfica de anisotropía magnética de varios tipos de rocas metamórficas ordenados de acuerdo al aumento del grado de metamorfismo regional. La mayoría de las rocas tipo de la figura 2.15 se originaron por metamorfismo regional progresivo de arenas y sedimentos arcillosos. Hrouda(1982) explica, a partir de la figura, que la anisotropía magnética de rocas metamórficas de bajo grado es considerablemente más alta que la de las rocas sedimentarias. Puede deducirse que el mecanismo de orientación de los granos magnéticos durante este tipo de metamorfismo es muy efectivo. Involucra probablemente el re arreglo o deformación dúctil o recristalización orientada de los granos ferromagnéticos bajo la

influencia del campo de presión operando durante el metamorfismo. El grado de anisotropía de la filita es el mismo que el del esquisto y el gneis, implicando que la efectividad del mecanismo de orientación de los minerales ferromagnéticos permanece mas o menos constante en rocas con metamorfismo de alto grado.

Caballero (1994) refiere que en general, en rocas metamórficas o deformadas la foliación magnética es paralela a los planos de foliación o de esquistosidad y en la mayoría de los casos la susceptibilidad mínima es perpendicular a dichos planos. Las susceptibilidades de estas rocas pueden ser muy variables en relación a su origen y a los procesos particulares de metamorfismo que generan la formación de nuevos minerales paramagnéticos que pueden presentarse en grandes cantidades y cambiarse o alterarse a minerales ferromagnéticos conservando sus arreglos originales; entonces el grado de anisotropía dependerá no sólo de los procesos metamórficos de orientación, sino de la influencia de los paramagnéticos en la fábrica, es por esto que es difícil definir relaciones universales para aplicar a grados de metamorfismo y/o deformación con grados de anisotropía magnética; y las relaciones entre la ASM y los esfuerzos o grado de metamorfismo son sólo aplicables localmente.

II.6.4 Otros tipos de rocas.

Tarling y Hrouda señalan que es peligroso generalizar sobre la anisotropía de diferentes tipos de rocas, ya que estos tipos varían marcadamente aún en la misma región, reflejando la variación en la respuesta de minerales individuales, en su ensamblaje, así como en la naturaleza y duración de los procesos que produjeron la orientación de los minerales; pero a veces es necesaria la generalización aunque no sea válida en algunas instancias. Un ejemplo de esto son el macizo Bohemia y los Cárpatos checoslovacos, ya que estos presentan varios tipos de rocas: sedimentarias, volcánicas, graníticas y metamórficas, que se han podido subdividir de acuerdo al tipo de rocas con las que se relacionan .

También el mineral hemo-ilmenita investigado por Hargraves (1959) depositado en Allard lake, Quebec, que presenta un alto grado de anisotropía $P_j=2.2$, debido a la muy desarrollada orientación preferente de los ejes cristalográficos c de los granos de hemoilmenita. Otro grado de anisotropía alto $P_j=1.7$ es el de la fábrica magnética de pirrotita en gran escala, investigada por Schwarz (1974) en depósitos asociados con la irrupción Sudbury en Ontario, debido a la orientación de los ejes cristalinos c por la deformación dúctil asociada a procesos tectónicos. Otro ejemplo es la anisotropía magnética del carbón de piedra (antracita) que es muy baja y la magnitud de su elipsoide es aplanada y casi rotacional, debido a un origen de presión vertical (compactación) y horizontal (compresión)

tectónica) (Hrouda, 1982). La deformación dúctil juega un papel importante, su estudio se ha basado sobre estudios de la anisotropía magnética en sedimentos depositados artificialmente; la anisotropía magnética también se ha usado para analizar rocas metamórficas de bajo grado y también rocas ígneas deformadas (Hrouda, 1982).

CAPÍTULO III

ANÁLISIS DE LOS NÚCLEOS DEL POZO UNAM-5

III. Introducción

La península de Yucatán se ubica en la parte más oriental de la República Mexicana, abarca los estados de Campeche, Yucatán, Quintana Roo y porciones de Tabasco y Chiapas, además de Guatemala y Belice, su extensión abarca de los 16° a los 22° de latitud norte y de los 86° a los 91° longitud oeste (Figura 3.1); tiene un área aproximada de 300 000 km² (López Ramos, 1975). La península es una gran plataforma calcárea, con baja variación superficial y se caracteriza por tener una edad Cenozoica y por estar compuesta de sedimentos marinos calcáreos (Ortega Gutiérrez et al, 1992). La superficie de calizas está marcada por abundantes cenotes, los cuales están integrados dentro de un sistema de drenaje subterráneo (López Ramos, 1975).

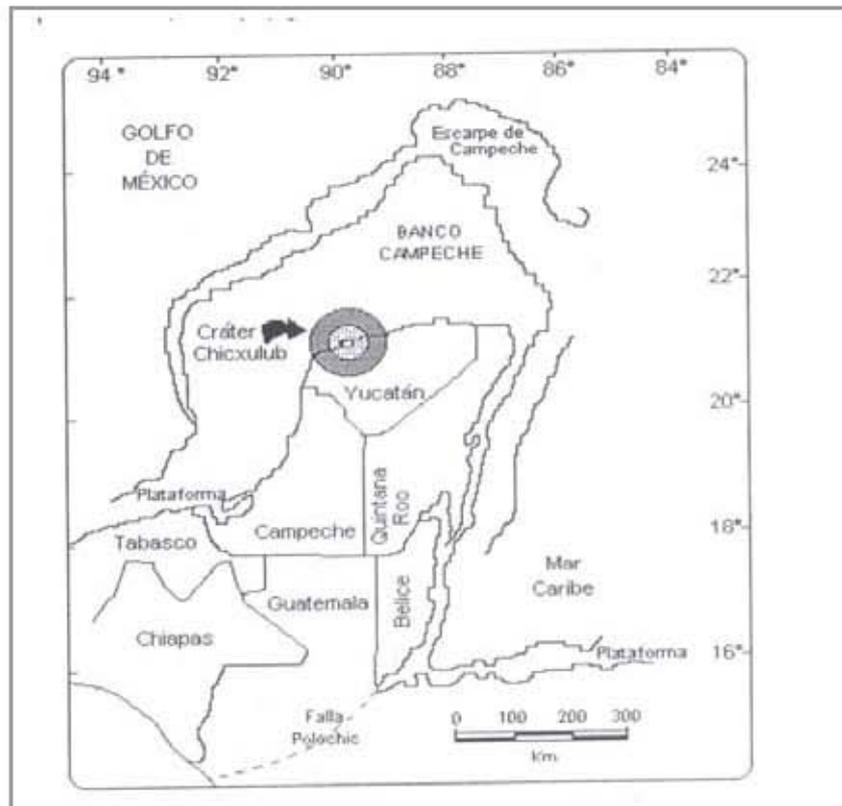


Figura 3.1 Mapa de la Península de Yucatán (obtenido de Escobar Sánchez, 2002).

A continuación se presenta un resumen geológico y estratigráfico de la península de Yucatán, la mayoría de éste se obtuvo del trabajo de López Ramos (1975 y 1979) y de Vázquez Castro (2000).

III.1 Resumen geológico general del Mesozoico y Cenozoico

MESOZOICO: *Del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano*

Formación Todos Santos o Lechos rojos cuenta con afloramientos en los estados de Oaxaca y Chiapas, Guatemala y Belice. Fue definida como estratos de conglomerados continentales rojos, areniscas y lutitas arcillosas con espesores que varían grandemente (Vázquez Castro, 2000).

Cretácico Temprano

Evaporitas Yucatán, Se encuentra encima de los lechos rojos, en el subsuelo de la península. La parte norte y centro de Yucatán pertenecen al Cretácico temprano y la parte de Guatemala y Belice son de edad probable Cretácica temprana a media. En la parte más temprana del Cretácico se tienen estratos de cuarzo-limos y dolomita, que probablemente se acumularon en una planicie de supramarea sobre las areniscas Jurásicas cuando el nivel del mar transgredió el oriente, aunque en la parte occidente de la plataforma, en el Banco de Campeche-Reforma también ocurrieron depósitos de agua someras.

Cretácico Tardío

En un reconocimiento realizado en las montañas Maya de Belice, se encontró una serie de calizas, calizas dolomíticas y dolomías con una delgada capa de arenisca. La fauna encontrada pertenece al tipo lagunal hasta depósitos de post-arrecife; la ausencia de organismos Globotruncana sp. indica que el ambiente de depósito es de aguas someras (Vázquez Castro, 2000).

Martínez Hernández (1992) menciona que en el Cretácico Superior se reconocen tres provincias pantropicales; una en las cuencas cretácicas del noreste de México; otra, en Baja California que en ése periodo tenía representantes de selvas tropicales; y en el sur (Chiapas) existía una flora con afinidad a la de Gondwana que indica un clima tropical húmedo para las masas continentales en ése periodo.

La reconstrucción paleogeográfica para el sur sureste de México hacia fines del Cretácico muestra ambientes de plataforma bordeados por sedimentación profunda hacia el Golfo de México (Cedillo Pardo y Grajales Nishimura, 1997), Los sedimentos de plataforma cubrían un bloque de corteza de aproximadamente 30 kilómetros de espesor (Ewing et al, 1960) formado de rocas del Paleozoico (Krog et al, 1993); Cedillo Pardo y Grajales Nishimura (1997) mencionan que la actual península de Yucatán era una región de quietud tectónica, siendo ése el escenario geológico al momento del impacto, hace 65 Ma.

CENOZOICO: Paleoceno inferior-Eoceno Temprano

Se ha sugerido la presencia de calizas con dolomitas con pedernal negro a secundario al norte de Belice. En el Pozo Yucatán 1 los sedimentos son de color claro, calizas de grano fino intercaladas con marga y ocasionalmente lutita gris verdosa y gris (López Ramos, 1975).

Eoceno Medio a Tardío

Formación Chichen Itzá. Las rocas de esta formación son calizas con abundante fauna, presentan ligera variaciones litológicas, lo que permite dividirla en tres miembros: Xbacal, Pisté y Chumbec; fue depositada sobre una base casi plana bajo condiciones muy similares, diferenciadas por la microfauna. El pozo corinto 1 (López Ramos (1975) atravesó la secuencia más de 500 m y no llegó a la base de la misma (Escobar Sánchez, 2002). En el Chicxulub 1 se encontraron calizas gris claro y blancas intercaladas con capas de margas plásticas y calizas gris oscuro (López Ramos, 1975).

Oligoceno

En la geología profunda, los pozos Yucatán6, Sacapuc1 y Chicxulub1 presentan unidades de roca como margas blancas, grises y cremas intercaladas con arcillas del mismo color y algunas gris-cremosas compactas(López Ramos, 1975). Superficialmente se ha encontrado una capa de calcarenita pobremente estratificada y también calizas color crema a blanco conteniendo conchas de molusco medianamente preservadas, algas y foraminífera.

Mioceno Tardío

La formación Carrillo Puerto al norte de la península es miocénica, ha producido foraminífera, algas y ostrácodos, las rocas presentan calizas coquinas blancas grisáceas a rosas con moluscos (López Ramos, 1975). La Formación Bacalar consiste de calizas cretosas blandas pero con nódulos que pueden formar verdaderos niveles y pasan a margas blancas en los niveles inferiores, a veces presentan finas capas de yeso.

Mioceno – Plioceno

Las rocas de éste intervalo de tiempo están ampliamente distribuidas, la litología varía desde calizas cristalinas blancas a coquina y conglomerados. A profundidad la formación Carrillo Puerto está bien desarrollada en el Chicxulub 1 y consiste de margas plásticas suaves de color blanco a crema con intercalaciones de arcilla y algunas calizas (López Ramos, 1975).

Pleistoceno-Holoceno

En superficie éste tipo de rocas consiste de calcarenitas y calcilutitas y puede suponerse que mucho de la superficie es Caliche que cubre una gran porción de la península y es de edad reciente (López Ramos, 1975). Calizas de Moluscos: son calizas coquiníferas masivas, de color generalmente blanco a crema. Su fauna está constituida de moluscos de aspecto moderno. Es probable que las calizas consolidadas pertenezcan al Pleistoceno y las capas superiores más blandas y costeras pertenezcan al Holoceno (López Ramos, 1979).

III. 1. 2 Características del Cráter

El cráter de Chicxulub se formó por el impacto en la tierra de un bólido, proveniente del espacio. Los efectos del impacto se han relacionado con la extinción de organismos hace 65 Ma, marcando la frontera entre el Cretácico y el Terciario.

El cráter se localiza en el noroeste de la península de Yucatán, el centro de la estructura se encuentra cerca del puerto Chicxulub, unos kilómetros al oriente de Puerto Progreso. Investigaciones previas muestran una secuencia litológica de aproximadamente 3 Km de grosor de sedimentos presentes al momento del impacto, compuestos de dolomita (35 a 40%), caliza (25 a 35%), anhidrita (25 a 30%), y de arenisca y lutita (3 a 4%) (Pope et al, 1997). La estructura del cráter es considerada como una cavidad compleja multianillada, completamente sepultada. Evidencias de su existencia en secciones que contienen el límite K-T son:

- a) Concentraciones anormales de iridio.
- b) Esférulas generadas por el impacto
- c) Cristales con alto contenido de níquel que sugieren su formación a partir del meteoro fundido o vaporizado.
- d) Granos minerales con lamelas de deformación, indicativas del paso de ondas de choque.
- e) La presencia de un tipo de zircones microscópicos que se saben producidos por el impacto.
- f) La presencia de anomalías residuales negativas debidas al material de baja densidad que resultan de los cambios litológicos y físicos asociados al proceso de formación del cráter (Ortiz Alemán, et al., 2002).

El interés que despertó el descubrimiento de la estructura y la hipótesis del impacto meteorítico hizo que los científicos de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) notaran la importancia de llevar a cabo un programa de perforación científica para recobrar

núcleos del cráter Chicxulub. La perforación se realizó con la Compañía de Servicios Corporativos Mineros Frisco, e involucró la recuperación de núcleos. Los pozos fueron denominados UNAM-1 al UNAM-8. Únicamente los pozos UNAM-5, UNAM-6 y UNAM-7 cortaron la secuencia de brecha y atravesaron el límite K-T (Rebolledo Vieyra et al, 2000).

III.2 Ubicación del pozo UNAM-5

El Pozo UNAM-5 se encuentra ubicado a los 20° 23' de latitud Norte y 89° 39' de Longitud Oeste (Escobar Sánchez, 2005) a 3.5 km al noroeste del pueblo de Santa Elena de Yucatán, aproximadamente a una distancia radial de 110 km a partir del puerto Chicxulub (Rebolledo Vieyra et al, 2000) en el lado suroeste de las misma, entre los anillos 3 y 4 propuestos por Sharpton et al (1993); La perforación interceptó la brecha de impacto a los 332 m y siguió hasta los 504 m con recuperación continua (Escobar Sánchez, 2002). Ver figura 3.2; el número de cajas con núcleos, que se obtuvieron fue de 156.

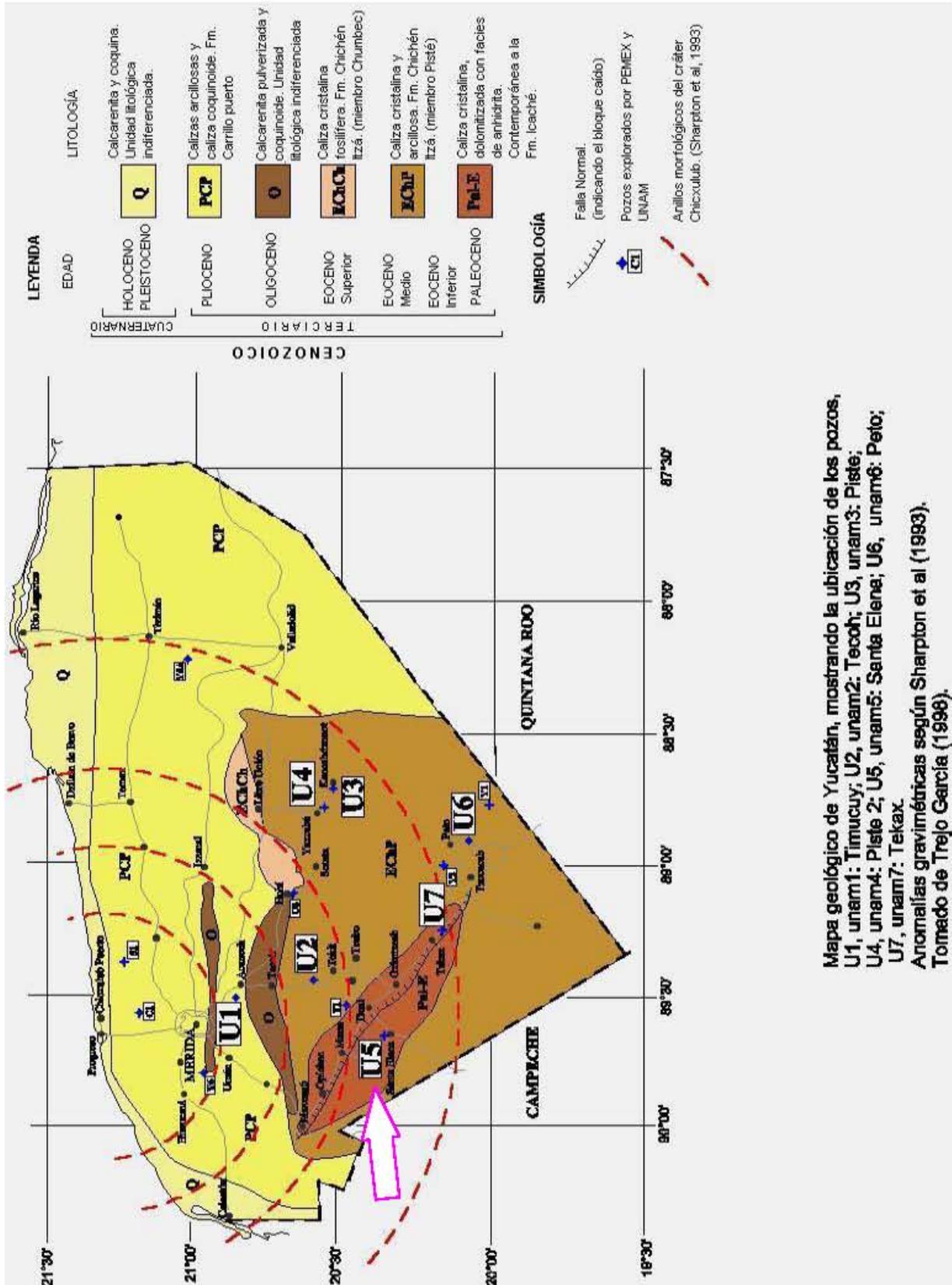


Figura 3.2 Mapa geológico de Yucatán. (Modificado de Rebolledo Vieyra et al., 2000).

III.3 Estratigrafía de la columna del pozo UNAM-5

Inicialmente está constituido por un metro de suelo (figura 3.3), seguido hacia abajo de 56.5 m de caliza cristalina, debajo de la secuencia anterior se presentan 145 m de caliza cristalina dolomitizada y 15 m de caliza arcillosa, de color blanco a cremoso con bandas de color amarillo a rojizas en zonas fracturadas (57.5 a 217.5 m). En general, la secuencia muestra textura cristalina aunque también se observan algunos intervalos intercalados de clastos brechados dolomitizados y recristalizados.

Debajo de las secuencias anteriores subyace otra de 115 m (217.5 a 332 m) de espesor, de calizas arcillosas alternando con lutitas. La textura es cristalina, con ligeras variaciones a una textura coquina, en pequeños intervalos, con relleno sedimentario de gastrópodos y moluscos alterados por dolomitización y disolución. También se encuentra caliza arcillosa de color blanco a crema intercalada con delgados horizontes de lutitas carbonatadas en color gris verdoso con contenido fósil menor al 10% (Rebolledo Vieyra et al, 2000). Dentro de esta misma secuencia pero a una profundidad de 286.5 m, se presenta una serie de 45.5 m de espesor; la cual está formada por calizas arcillosas con horizontes de lutitas de color crema a blanco y muestran minerales evaporíticos, principalmente yeso que forma lentes hacia el fondo de la unidad.

A partir de los 332 m se encuentra el material de impacto que se ha definido como brecha polimictica tipo suevita con matriz arcillosa, del tamaño de los limos, rica en clastos carbonatados, vidrio de impacto, fundido de impacto y clastos graníticos del basamento (Rebolledo Vieyra et al, 2000). Ver figura 3.3.

La parte de interés de este trabajo es la brecha polimictica de impacto, con un espesor de aproximadamente 172 m. Se la ha dividido en cuatro unidades con la descripción siguiente de Escobar Sánchez (2002):

Unidad 1: Brecha tipo suevita con matriz arcillosa. La unidad comienza a partir de los 332.05 m hasta los 347.05 m, con un espesor de 15 metros, en general presenta un color gris verdoso claro en la cima y oscuro en la base, con textura granoblástica. Se observan cambios gradacionales que van de fino a grueso, conforme se desciende en la unidad, por lo que se ha dividido en dos diferentes brechas tipo suevíticas. En la parte superior presenta clastos con tamaños de arenas finas con matriz calcárea de roca foliada, posiblemente gneis y roca ígnea extrusiva de composición ácida y textura completamente afanítica, alto contenido de vidrio con bordes de reacción. En algunos fragmentos de vidrio se observan dichos bordes con recristalización interna en una matriz micrítica, por lo que se puede deducir que se trata de una brecha tipo suevítica con matriz arcillosa y fragmentos líticos.

Descendiendo en la unidad, gradualmente aparecen esporádicos fragmentos subredondeados a angulosos de cuarzo y feldespatos potásicos. En la base de la unidad, los fragmentos se vuelven más angulosos que varían de 5 mm hasta 1 cm, existe un incremento en el contenido de vidrio en un 35 %, además contiene fragmentos de calizas, anhidrita vidrio de color verde de varios tamaños y fragmentos de roca fundida de color pardo.

Unidad 2: Brecha tipo suevita con matriz de melt. Comienza a partir de los 347.05 m y termina hasta los 412.05 m, con un espesor de 65 m. Su coloración varía de gris claro a gris pardo hacia la base. En la cima se observan fragmentos que varían de angulosos a subangulosos con fragmentos escasos de gran tamaño (10-40 mm) en un 15% en relación con la matriz calcárea de color gris; presenta un fragmento de vidrio de color verde oscuro de 5 cm de largo con aureola de alteración de color más claro; también se observan fragmentos de anhidrita, vidrio diaplético muy anguloso y fragmentos de roca ígnea intrusiva en tonalidades rojizas. A partir de los 373 m los fragmentos disminuyen en tamaño con predominio de los menores a 5 mm; la brecha de esta zona contiene un 30% de los fragmentos con mayor contenido de vidrio de color verde, también contiene fragmentos de roca metamórfica del basamento; hacia la base la matriz es de color gris verdoso, se observan fragmentos de granitos muy deformados con tamaños de 8 cm muy esporádicos con características de fusión parcial. Más abajo aparecen lentes de brecha y en la base se observan fragmentos de roca metamórfica de anfibolita.

Unidad 3: Brecha tipo suevita con matriz de vidrio y arcilla. Inicia a partir de los 412.05 m hasta los 464.8 m, con un espesor de 52 m. está compuesta por dos tipos de brecha a partir de la petrografía. Para *la brecha de matriz vítrea*, su coloración varía de verde claro a pardo, hasta los 418 m se observa una concentración de fragmentos con tamaños de 3.5 a 7 cm, clasificados como gneis con rasgos de isotropismo, mosaiquismo y rasgos planares de deformación en el cuarzo, también se observan fragmentos de anfibolitas, calizas y roca ígnea intrusiva, los fragmentos son angulosos y subredondeados, en general presenta una textura fluidal. A partir de los 418 m, se encuentra *la brecha tipo suevítica con matriz arcillosa*, presenta una gradación normal aparente de fragmentos muy pequeños con un alto porcentaje de partículas (60%), la matriz tiende a ser más oscura, está compuesta de fragmentos de anfibolita, vidrio con aureolas de alteración (alterando a la matriz los fragmentos de roca fundida). A partir de los 426m se observa una porosidad considerable, los poros alcanzan tamaños de 5 a 6 milímetros, existe un incremento de fragmentos máficos angulosos con aureolas. En los últimos 6 metros aparece un lente de fragmentos metamórficos de 5 a 7 cm de largo en cada clasto, al parecer son de basamento semejante a los fragmentos de la cima de esta unidad, aunque en menor porcentaje.

Según mis observaciones, los especímenes de esta unidad 3 presentan tres diferentes coloraciones, la primera es gris verdosa, la segunda, el color es gris claro menos verdoso y el tercero es gris. La unidad presenta clastos de redondeados a subangulosos de tamaño pequeño, (hasta 1cm), también presenta textura rugosa con porosidad y algunos clastos parece que eran fluidos, también se notan algunos clastos muy grandes (2cm);

Unidad 4. Brecha tipo suevita con matriz de melt o fundido que comienza a partir de los 464.8 m hasta los 503.9 m, con un espesor de 39.1 metros; la cual es de color gris oscuro, se caracteriza por tener fragmentos angulosos (5 a 15mm). En la parte superior existe un cambio transicional de color gris oscuro de aproximadamente 5 m hacia abajo. En la cima de esta unidad los fragmentos son de color negro, angulosos, bien clasificados y mal seleccionados, se observan pequeños fragmentos de cuarzo de impacto, calizas, fragmentos de roca con textura granítica y algunos fragmentos aislados de vidrio (> 20mm) y fragmentos de gneis, todo esto en una matriz vítrea-arcillosa; descendiendo en la unidad existe una variación de color, más clara que las anteriores, las partículas son angulosas de pocos milímetros, mal clasificadas y mal seleccionadas, constituidas de cuarzo, anfíbolita en mayor cantidad, anhidrita y yeso, algunos fragmentos son de rocas graníticas; Conforme nos acercamos hacia la base de la unidad, el color cambia a gris oscuro y aparecen esporádicos fragmentos de gneis en una matriz completamente de melt o fundido. Ver figura 3.4.

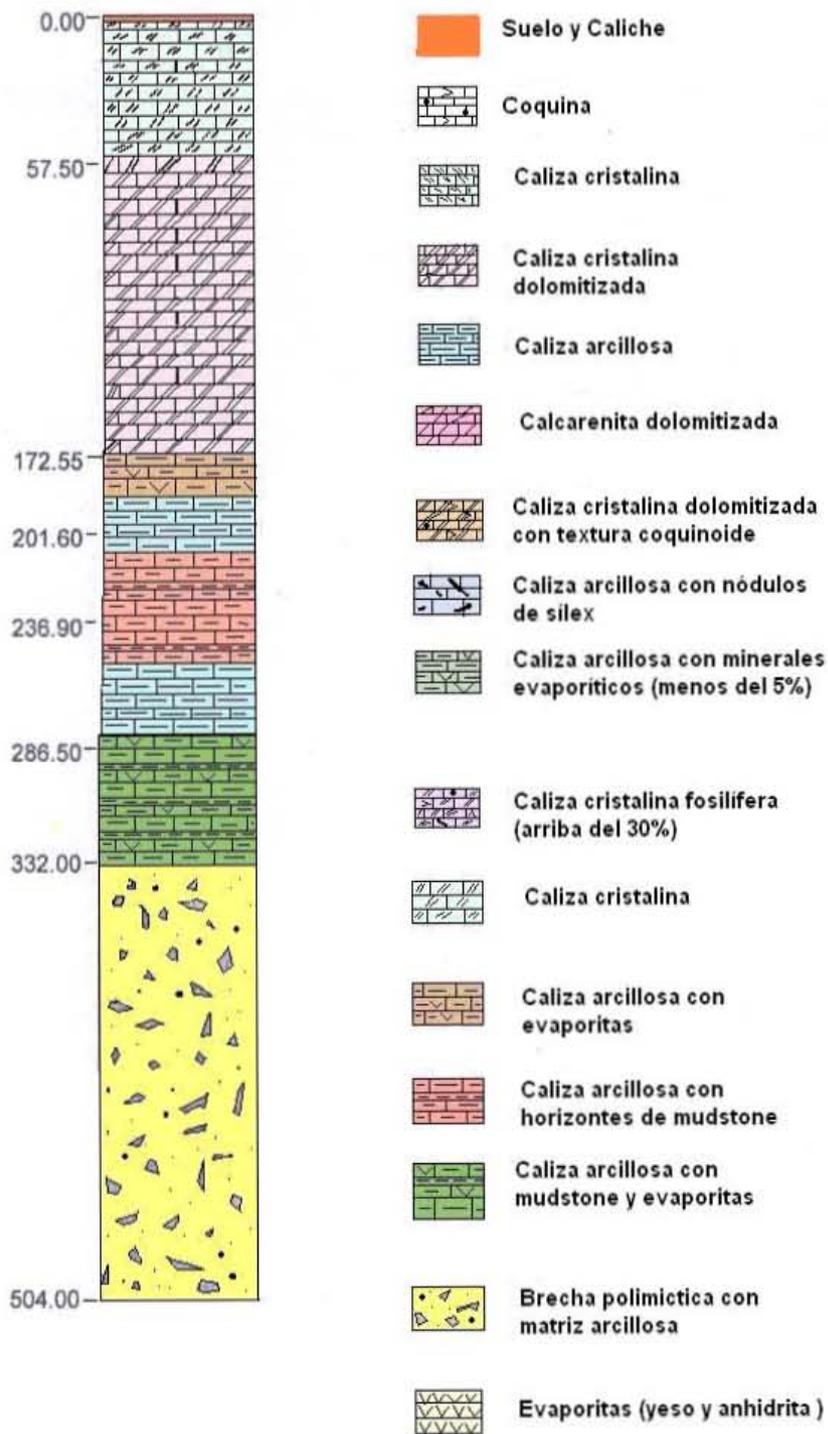


Figura 3.3 Columna litológica modificada del pozo UNAM-5, Santa Elena; localizado a 110 km del centro de la estructura. La secuencia de carbonatos consiste de caliza cristalina dolomitizada. La brecha polimictica de impacto tiene un espesor de 172 m. Escala 1:3000 (Rebolledo Vieyra et al, 2000).

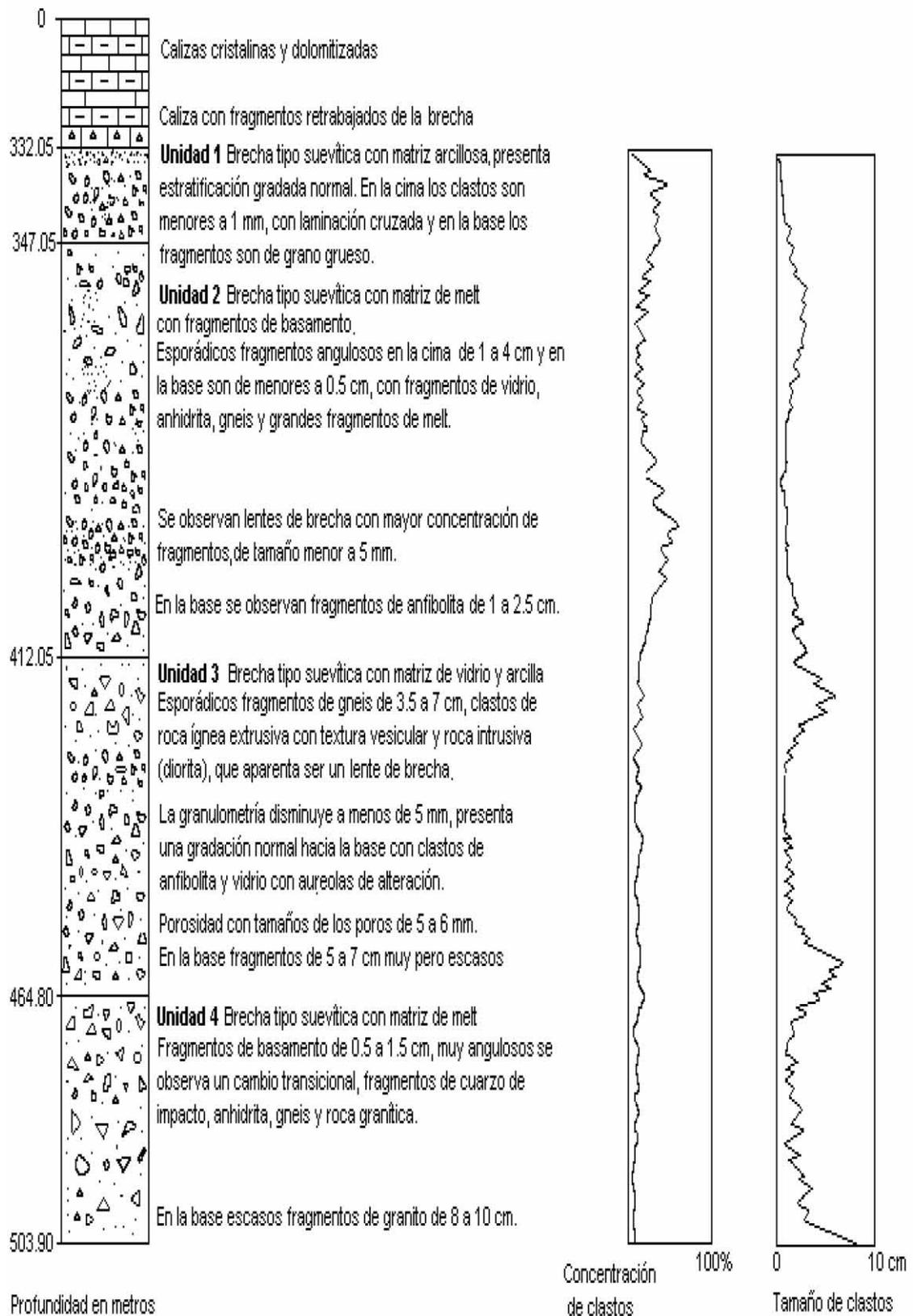


Figura 3.4 Columna de la brecha polimíctica con concentración, tamaño de clastos y las cuatro diferentes unidades (obtenida de Escobar Sánchez, 2002.).

III.4 Metodología

III.4.1 Muestreo y Medición

La perforación de los pozos UNAM (1-5 y 6-8) se realizó con un equipo de perforación giratorio, compuesto por dos anillos de perforación JKS Boyles modelos BBS-45 y BBS-37. Las herramientas de perforación consistieron en tres tuberías con diámetro estándar y barrenas de muestreo con puntas impregnadas de diamante y equipo adicional para el bombeo usado para los fluidos de la perforación. Los núcleos fueron lavados en el sitio y marcados con flechas apuntando hacia la profundidad y puestos en cajas; cada caja contiene 3m de núcleo aproximadamente.

El intervalo de estudio comprende 172 m de brecha de impacto del pozo UNAM-5, que corresponden al intervalo entre los 332.05 m y 503.90 m de profundidad. La selección de las muestras fue realizada a partir de una descripción megascópica de los núcleos, considerando la diferencia en la coloración que presentaban y el tamaño de los clastos. De esta manera se obtuvieron 80 especímenes a lo largo del intervalo mencionado. Se hace notar que los núcleos ya estaban cortados longitudinalmente.

Los especímenes se seleccionaron de acuerdo a las cuatro unidades definidas en Escobar Sánchez (2002). De la unidad 1 sólo se seleccionaron 5 muestras debido a que no estaban disponibles todas las cajas que pertenecen a esta unidad. El intervalo de selección que pertenece a esta unidad se inicia a partir de los 332.055 m hasta los 347.05 m. La unidad 2 se inicia desde los 347.05 hasta los 412.05 m, obteniéndose 23 especímenes. La unidad 3 inicia en los 412.05 m y termina en los 464.80 m, de esta unidad se seleccionaron 25 especímenes. Para la unidad 4 se obtuvieron 27 muestras entre los 464.80 m y los 503.90 m. La selección se realizó a una distancia lo más uniforme posible (100 cm en promedio), sin embargo a veces no se pudo obtener el espécimen porque ya no estaban algunas partes del núcleo y otras estaban apartadas para otras investigaciones. (ver Tabla 3, en el anexo II se presenta una tabla con las profundidades de cada espécimen).

Para la obtención de los especímenes, se usó una cortadora MK Diamont modelo MK-101 serie 262916 con un disco Lapidary blade 297 ó disco 297 MK 297 10 X 032 X 5 / 8 (MK 297 10 X 040 X 5 / 8) Criterion ind thin rimblade. Para el corte de la mayor parte de los especímenes se usó agua; los especímenes de la U1 se cortaron en seco pues con el agua se desmoronaban fácilmente; se lavaron los lados de cada espécimen donde el disco los tocó, las muestras se cortaron en forma casi cúbica, porque una de las caras, de la mayoría de los especímenes, tiene forma semiredonda, por lo que no es un cubo perfecto; esto se hizo así para no destruir material valioso que pudiera contener el espécimen, y porque se

uso la mitad longitudinal del núcleo, es un cubo imperfecto de aproximadamente 8 cm^3 (fotografías con una descripción de los especímenes se presentan en el anexo I). Las muestras fueron pesadas en una báscula eléctrica AND HF-2000G de A & D Company Limited, para ser medidas después en un susceptibilímetro Kappabridge KLY-2.

Muchos de los instrumentos que son usados para medir la anisotropía también están diseñados para el estudio de propiedades paleomagnéticas, sin embargo, los instrumentos empleados en estudios de anisotropía magnética son más sensitivos a la forma del espécimen (Tarling y Hrouda, 1993). La forma ideal para la medición de anisotropía es una esfera, pero su fabricación es difícil, por lo que las formas cúbicas y cilíndricas son las más utilizadas. También se debe mencionar que las muestras no tienen acimut por el método de obtención de los núcleos que es el convencional y sólo en algunas perforaciones se orientan los núcleos; sólo se tiene el control de la vertical, sólo se sabe lo que es arriba, (hacia la superficie) y abajo (en profundidad); pero como se menciona en Tarling y Hrouda (1993) las muestras no orientadas pueden ser usadas para determinar la magnitud de la anisotropía y las propiedades petrológicas.

Para la medición de AMS de los especímenes se usó el susceptibilímetro Kappabridge KLY-2, su operación se basa en mediciones de cambios de inductividad en una bobina debido a un espécimen rocoso. El principio de medición es el siguiente: cuando todo el circuito está en “ceros”, el espécimen es insertado en la bobina de medición y la inductividad se incrementa, la señal inducida inestable será compensada inmediatamente por el ciclo de realimentación, un voltaje proporcional a la inductividad cambia y así la susceptibilidad medida será mostrada en la unidad de lectura. Se usó el patrón de rotación en 15 posiciones (figura.3.6) del manual del KLY-2; la figura 3.5 muestra al espécimen marcado con flechas (sencilla, doble y triple) para su medición. No son cubos perfectos, pero el efecto de su forma no afecta las mediciones, porque el KLY-2 tiene una alta precisión ($100, 200, 400, \dots 1000, \dots 200\ 000 \times 10^{-6} \text{ SI}$) y sensibilidad que hace posible medir rocas con propiedades magnéticas muy débiles, además de que la unidad de medición está diseñada para medir especímenes rocosos regulares y también fragmentos. El sistema de medición del KLY-2 está basado en un solenoide de 6° grado con un marcado campo de alta homogeneidad. El aparato provee los siguientes datos mediante el programa ANI20: La susceptibilidad promedio, el factor normalizante, las susceptibilidades normalizadas, los factores de anisotropía (L, F, P, Pj, T y q), las direcciones principales y el tensor normalizado.

El método que se siguió para medir la anisotropía se describe a continuación: en la figura 3.5 se presenta el cubo marcado con flechas sencilla, doble y triple, la triple es paralela con

la profundidad. Para la primera posición, el espécimen se coloca en el contenedor de los mismos como se muestra en la posición 1 de la figura (3.6) y se introduce en la unidad de medición cuando la unidad que despliega las lecturas obtenidas marca ceros; se inicia la medición; después se escucha un sonido que indica que la medición está terminada y se despliega en la unidad de lectura; se saca el receptáculo de la unidad de medición y se espera a que la unidad de lectura se ponga en ceros, cuando está lista, la muestra se coloca en la posición 2 y se repite el mismo procedimiento hasta llegar a la posición 15; la computadora imprime los datos generados para ése espécimen y se continúa de la misma manera con todas las muestras a medir.

Como el tensor de susceptibilidad tiene seis componentes independientes, la medición de seis susceptibilidades direccionales en seis direcciones establecidas es suficiente, sin embargo la medición se hace en gran cantidad de direcciones y así la influencia en los errores de medición disminuye. Además cada espécimen se midió más de tres veces en cada posición para obtener lecturas confiables, matemáticamente se puede probar que los valores obtenidos son confiables. En la siguiente página se prueba la confiabilidad de las lecturas.

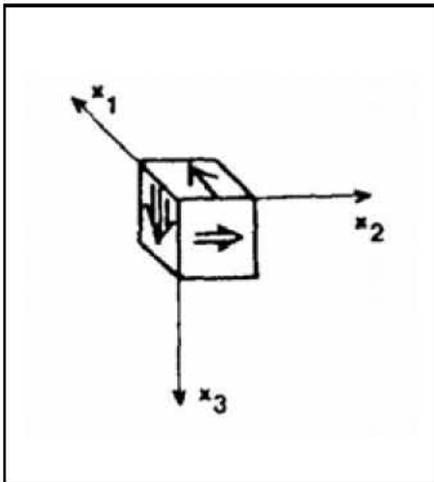


Figura 3.5 marcas para efectuar
Las mediciones de AMS

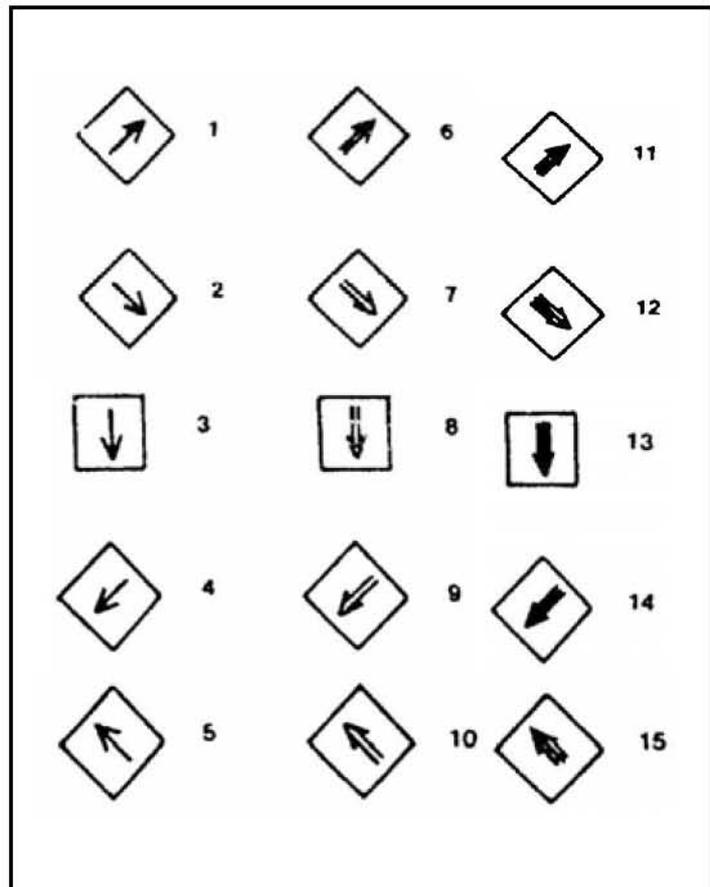


Figura 3.6. Patrón de medición del
KLY-2.

El análisis de las lecturas obtenidas en KLY-2 se centra en demostrar que las lecturas siguen una distribución normal con media μ y varianza constante. Para este análisis se tomaron todas las lecturas de las 15 posiciones de medición y se obtuvo el histograma que muestra el gráfico de distribución normal (figura 3.7) la figura muestra que la mayoría de los datos están dentro de la campana de Gauss. Teniendo como hipótesis nula (H_0) que los datos se distribuyen como una Normal(0,1) contra la alternativa (H_a) de que no se distribuyen así. La prueba de Kolmogorov-Smirnov es una prueba adecuada para probar la normalidad; en la tabla 3 se presentan los valores estadísticos comunes como son la media, la desviación típica o estándar, etc.

Tabla 3. Parámetros estadísticos.

| Variable | Casos Validos N | Media | Desviación estándar | varianza | Error estándar | Kurtosis | Sesgo (skewness) |
|----------|-----------------------|----------|------------------------|----------|-------------------|-----------|---------------------|
| Lecturas | 1200 | 1319.954 | 328.8134 | 108118.3 | 9.492027 | -0.822751 | 0.014353 |

El coeficiente de kurtosis es una medida de la concentración de la distribución en torno a la media. El coeficiente de asimetría (skewness) es una medida como su nombre lo indica de asimetría de la distribución de los valores respecto a la media. Ambos valores deben ser iguales a cero cuando la variable sigue una distribución Normal. Como se observa en la figura 3.7 y en la tabla el coeficiente de kurtosis es < 0 , implica que tiende a dispersarse más respecto de la media mientras el coeficiente de asimetría es > 0 que indica que las desviaciones a la media son mayores para los valores superiores a la media. Con respecto a la prueba de Komogorov-Smirnov (K-S) y Kolmogorov- Smirnov-Lilliefors (K-S-L), ambas son pruebas para probar la normalidad, el caso K-S-L, es otra prueba alternativa para contrastar la hipótesis de distribución Normal, que consiste en la particularización de la K-S para el caso en que la distribución esperada es una Normal, (en el anexo IV se presenta la teoría estadística de las pruebas de normalidad). Como se observa en la figura 3.7 el valor p asociado en ambos estadísticos de contraste es menor que α , con una significancia de $\alpha=0.01$ lo que implica el rechazo de la H_0 : Lecturas $\sim N(0,1)$, o la aceptación de la H_a : que no siguen una distribución Normal.

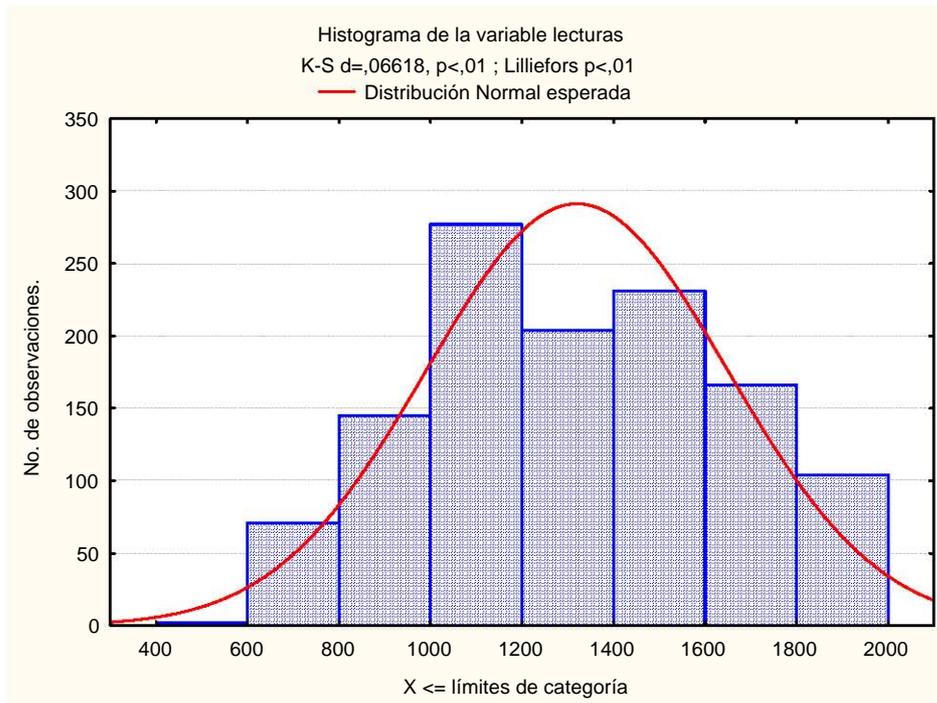


Figura 3.7 Histograma de la distribución Normal.

Una segunda alternativa para analizar la normalidad de una distribución es el gráfico de probabilidad normal, que permite comparar gráficamente la función de distribución observada sobre la muestra con la función de distribución de una Normal. La figura 3.8 presenta los datos observados en el eje horizontal frente a los esperados bajo hipótesis de distribución Normal en la vertical. Si la muestra procediera de una población Normal, estos valores deberían estar sobre la recta que pasa por el origen con pendiente 1. Entre los puntos (-2,2) los valores se sitúan sobre la recta, el resto se desvía de ella, lo que nos confirma lo indicado por las pruebas de K-S y K-S-L. Entonces, las lecturas no siguen una distribución Normal por lo que no son linealmente independientes, esto es lo más natural porque 15 lecturas pertenecen a un mismo espécimen, si se hubiera aceptado la H_0 , se estaría hablando de que cada lectura sería de un espécimen diferente y se tendrían 1200 especímenes analizados, lo que no sería cierto. Por lo tanto las lecturas obtenidas en la medición son confiables.

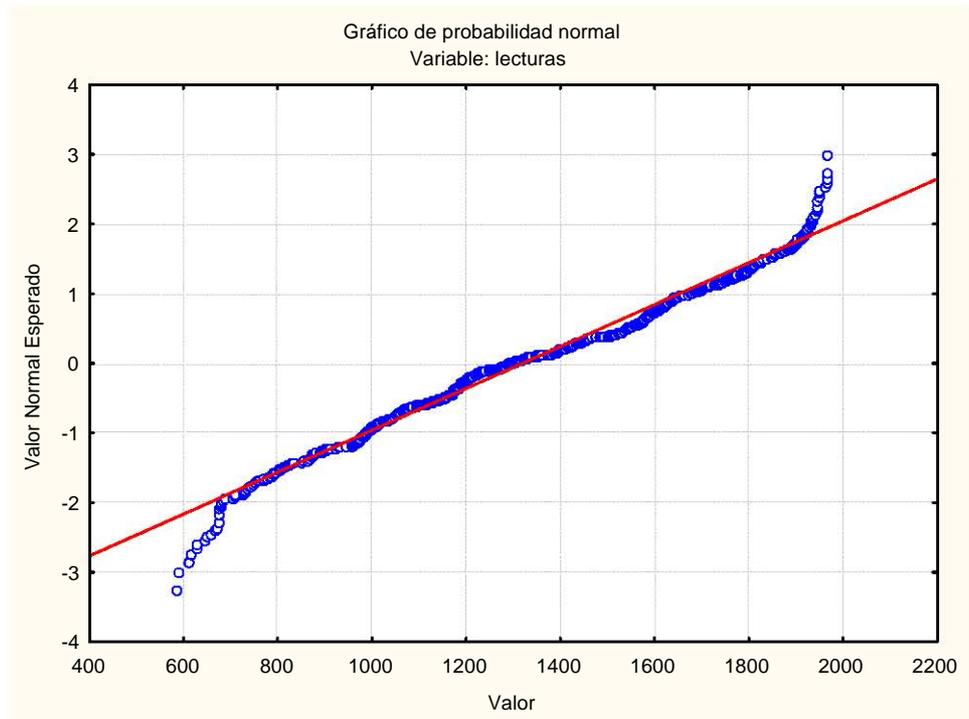


Figura 3.8 Gráfico de probabilidad normal.

Para el **experimento térmico de realce de la fábrica** se utilizó un horno Schonstedt, el proceso consistió en el calentamiento, de algunos especímenes previamente seleccionados, a partir de una temperatura de 100°C , su respectivo enfriamiento y la medición de los parámetros de anisotropía en el KLY-2, después se volvió a calentar a 150°C , su enfriamiento y su medición de parámetros de AMS y así sucesivamente hasta llegar a 700°C con incrementos de 50°C .

Efecto de borde. Éste experimento consistió en la reducción de las aristas, de especímenes anteriormente seleccionados, es decir, hacer sus aristas más redondeadas y medir su anisotropía de susceptibilidad magnética para observar su comportamiento.

Los especímenes fueron denominados como mr1 hasta mi 80. En la siguiente página la tabla 4 muestra la distribución de los mismos.

Tabla 4. Distribución de los especímenes por unidad.

| Unidad | Profundidad (m) | No. cajas | No. de especímenes | Especímenes | |
|--------|-----------------|-----------|--------------------|------------------------------------|---|
| 1 | 332.05-347.05 | 5 | 5 | Mir76, mir77, mir78, mir79, mir80. | |
| 2 | 347.05-412.05 | 18 | 23 | 2A | mir1, mir2, mir3, mir4, mir5, mir6, mir7, mir8, mir9, mir10, mir21, mir22, mir23 |
| | | | | 2B | mir11, mir12, mir13, mir14, mir15, mir16, mir17, mir18, mir19, mir20 |
| 3 | 412.05-464.80 | 16 | 25 | 3A | mir24, mir25, mir26, mir27, mir28, mir29, mir30. |
| | | | | 3B | mir31, mir32, mir33, mir34, mir35, mir36, mir37, mir38. |
| | | | | 3C | mir39, mir40, mir41, mir42, mir43, mir44, mir45, mir46, mir47, mir48. |
| 4 | 464.80-503.90 | 14 | 27 | 4A | mir49, mir50, mir51, mir52, mir53, mir54, mir55, mir56, mir57, mir58, mir59. |
| | | | | 4B | mir60, mir61, mir62, mir63, mir64, mir65, mir66, mir67, mir68, mir69, mir70, mir71, mir72, mir73, mir74, mir75. |

Los números 2A, 2B, 3A, 3B, 3C, 4A Y 4B son subunidades (definidas por la coloración que presentan los especímenes), en las que se dividieron las unidades, en el apéndice II se presenta una tabla con las profundidades de cada espécimen.

Para la **medición de la magnetización remanente (NRM)** se usó el magnetómetro JR6 , que es un aparato de laboratorio para mediciones de especímenes rocosos en estudios de propiedades magnéticas. Está totalmente controlado por una computadora y trabaja con el programa REMA6. EXE, el patrón de medición también se presenta en el apéndice II. Los datos que se obtienen con este aparato son: nombre del espécimen, componentes x, y, z, acimut, inclinación magnética, entre otros. En esta parte sólo se grafican las direcciones obtenidas y la intensidad de la NRM de cada espécimen.

III.5 Implementación del método de AMS

Análisis General de los núcleos del pozo UNAM-5

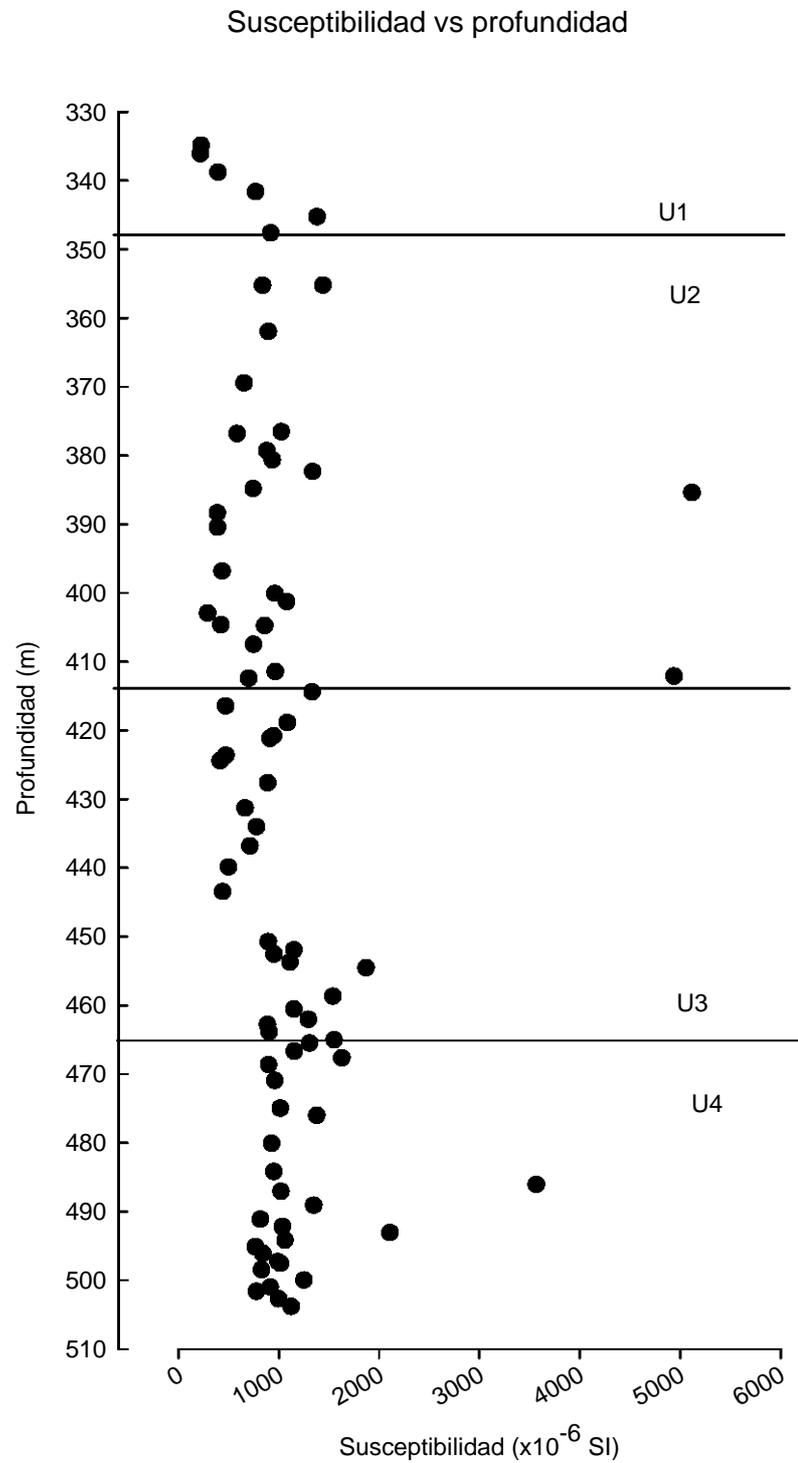


Gráfico 3.5.1 a)

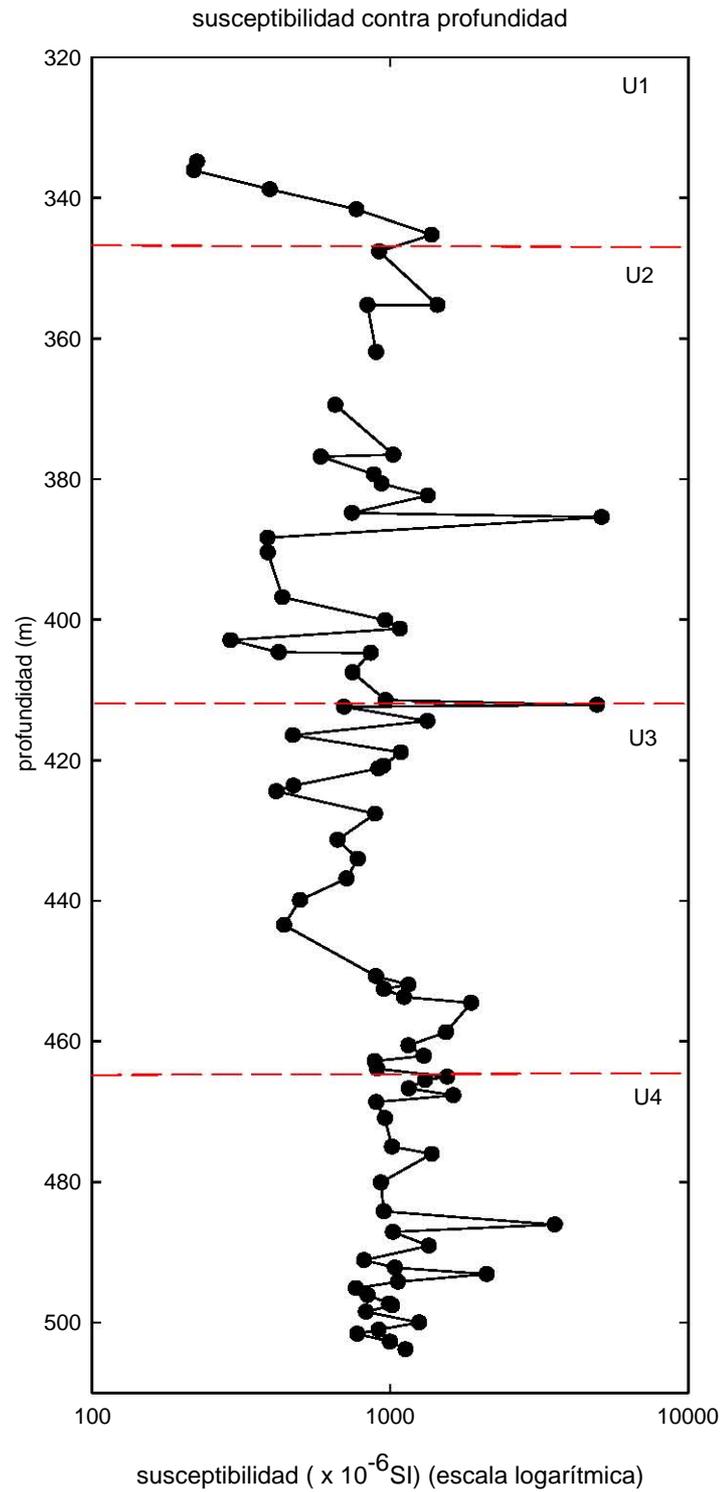


Gráfico 3.5.1 b)

En esta etapa se aplica el método de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS), con sus parámetros (L, F, T, Pj) más usados, también estos se grafican contra la profundidad, además de la susceptibilidad, aplicados a todos los especímenes. Los gráficos 3.5.1a) y 3.5.1b) presentan los mismos datos de susceptibilidad contra profundidad sólo que el inciso (b) los muestra en escala logarítmica; y se observa, en general, a la susceptibilidad con

valores dispersos entre los 330 y 440 metros y de los 450 a los 510 m se ve mejor agrupada; se encuentra en un intervalo $(0, 2000) \times 10^{-6}$ SI, aproximadamente. Las unidades 1, 2 y parte de la 3 presentan valores dispersos; la U1 muestra que la susceptibilidad tiende hacerse mayor conforme se incrementa la profundidad. La U2, presenta mayor cantidad de datos que parecen agruparse hacia la base de esta unidad, en la unidad 3, la susceptibilidad se divide en dos partes, a partir de los 412 m hasta los 442 aproximadamente, y desde los 450 a los 465 m, en ambas partes se observa dispersión entre los datos; hasta esta unidad la susceptibilidad es menor que la unidad siguiente. En la unidad 4, la susceptibilidad se observa mucho mejor agrupada que en la anteriores y su valor también se ha incrementado. Se notan algunos datos muy dispersos y con valores de susceptibilidad muy grandes.

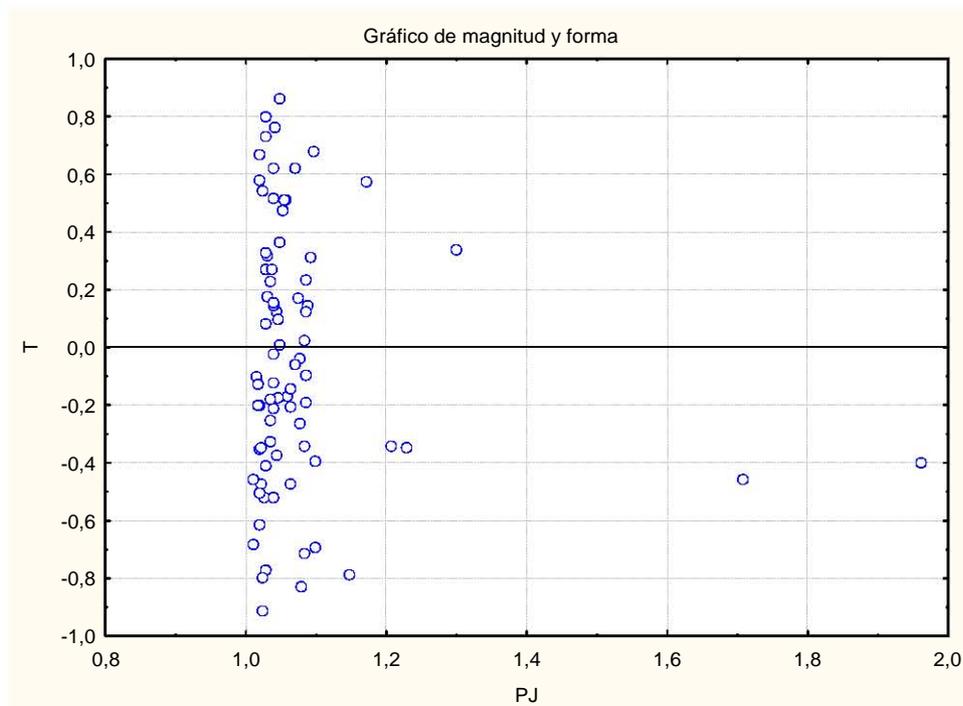


Gráfico 3.5.2

En el gráfico 3.5.2, los puntos ilustran una fábrica que cambia en forma vertical de prolada a oblada. La mayor parte de los datos se concentra en el intervalo $(1, 1.1)$ del grado de anisotropía corregida, también se notan algunos puntos que se encuentran entre 1.1 y 1.2 de P_j . También se observan puntos alejados del rango común de la mayoría de los datos que presentan valores muy grandes de P_j (≥ 1.2 hasta 2). El parámetro T se encuentra dividido entre la forma oblada ($0 < T \leq 1$) y prolada ($-1 < T < 0$). Se observa una mayor cantidad de valores de T negativos, sugiriendo que hay más datos que presentan una fábrica prolada.

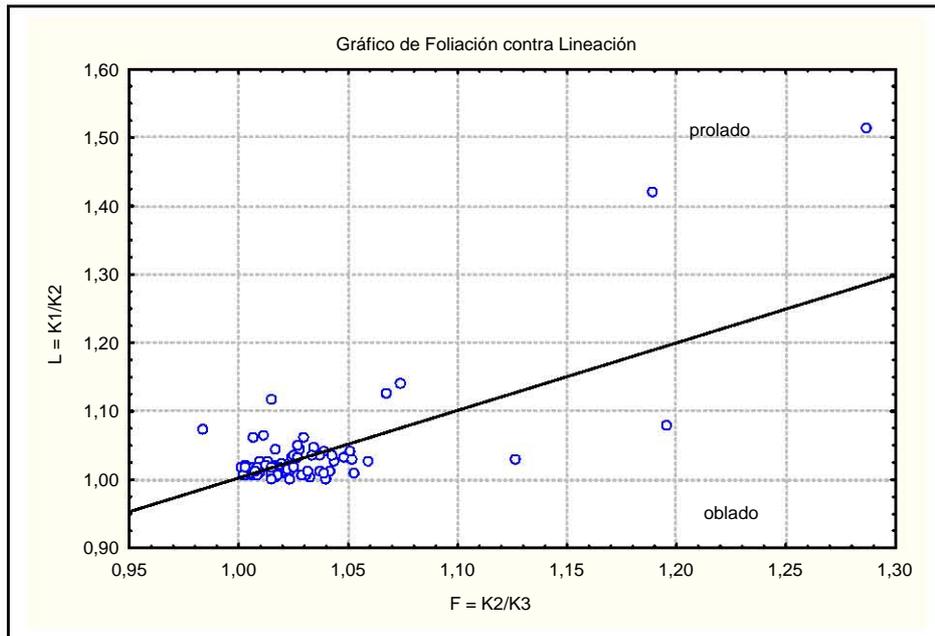


Gráfico 3.5.3

En el gráfico 3.5.3, se observa que una proporción ligeramente mayor parte de los datos se encuentran en la parte superior de la línea del gradiente unitario, corroborando la ocurrencia de elipsoides prolados, aunque la foliación tiene una fuerte presencia y se ven algunos datos muy dispersos (mir28, mir 30, mir 32, y mir 59).

En la siguiente página se presentan los gráficos de lineación y foliación contra la profundidad. En el gráfico 3.5.4 se observa la lineación entre 1 y 1.1 unidades, con mayor agrupamiento hacia la base del gráfico, a partir de los 450 m., también se observan puntos muy alejados del comportamiento general, mayores que 1.4 y 1.5 unidades (mir28 y mir30).

En el gráfico 3.5.5 se observa que la mayoría de los datos de foliación se mantiene entre 1 y 1.05 unidades y se nota más dispersa en la cima de la unidad, y los datos se agrupan más a partir de los 450 m de profundidad, también se ven algunos datos dispersos, es decir, fuera del comportamiento general de todos los demás (mir28, mir30, mir32, mir59).

Ambos gráficos presentan un comportamiento parecido, ya que estos dos parámetros se agrupan mejor hacia la base de la columna (450 m), dos especímenes muestran grandes valores de foliación y lineación en la misma unidad 3.

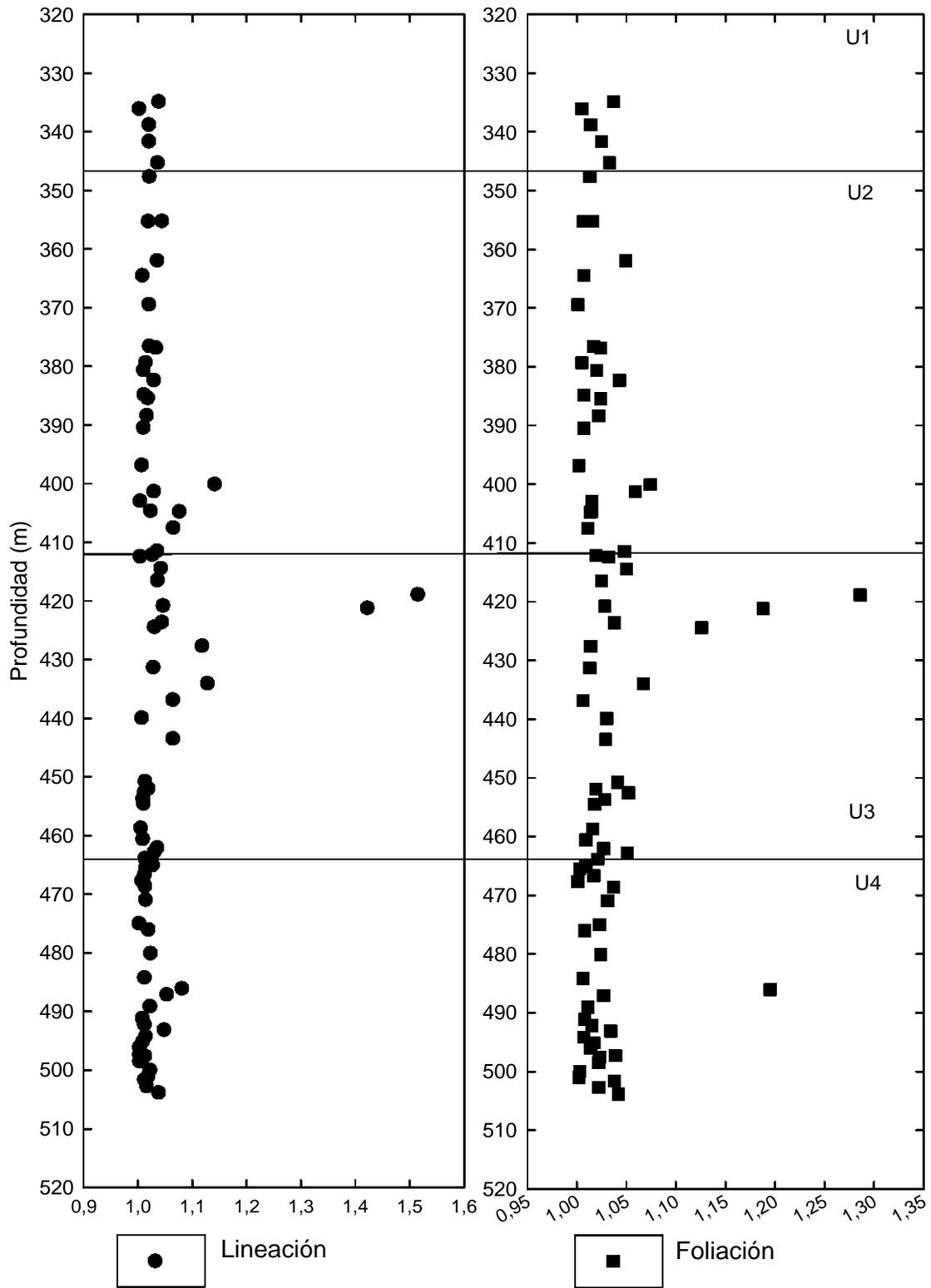


Gráfico 3.5.4

Gráfico 3.5.5

En el gráfico 3.5.6 se observa que los valores de P_j en su mayoría son menores que 1.1; algunos son mayores que esta cifra y tres datos mayores que 1.3 y aproximándose a 2. Los puntos dispersos podrían significar que existen algunos clastos que da lecturas muy altas dentro de la columna.

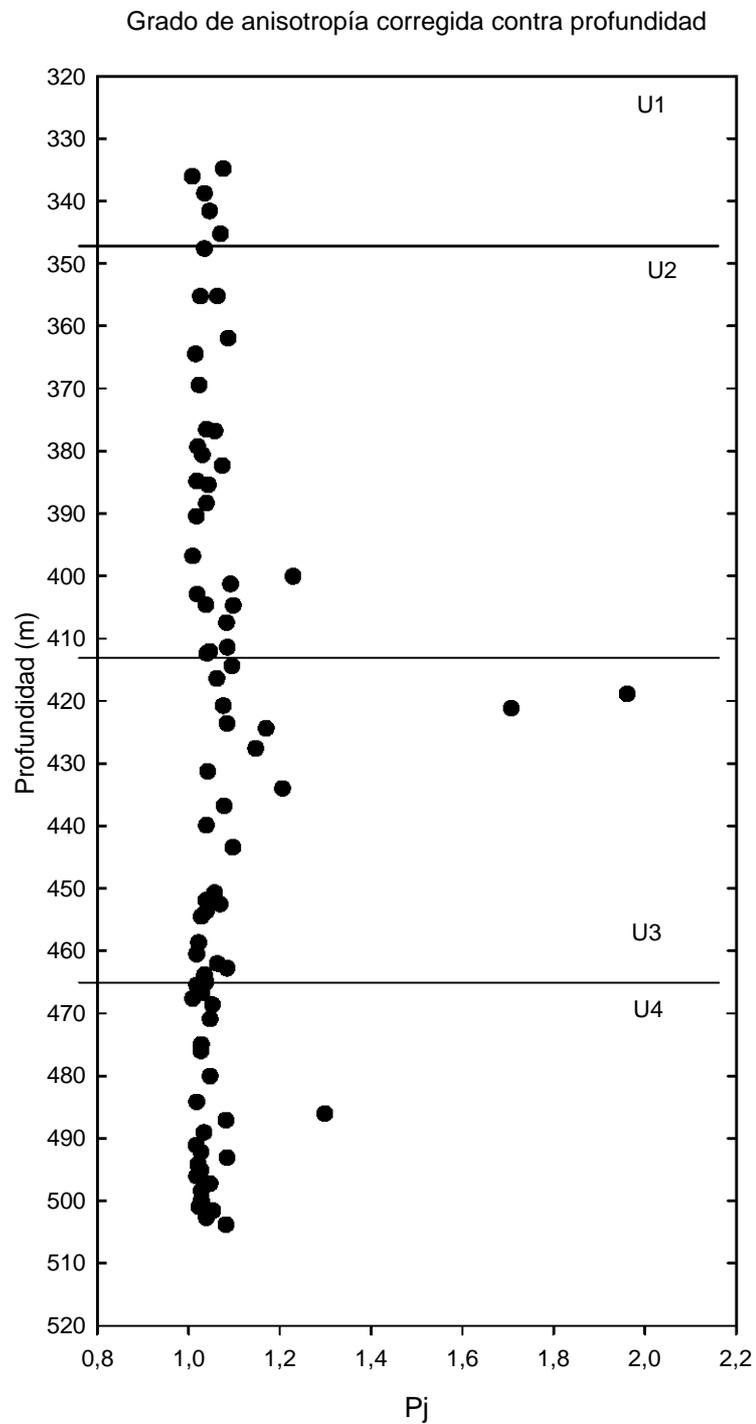


Gráfico 3.5.6

En el gráfico 3.5.7 a lo largo de toda la columna se tienen 36 datos oblados y 44 prolados. Las unidades 1, 2 y parte de la 3 (hasta los 440 m) presentan mayor cantidad de datos prolados, mientras la otra parte de la unidad 3 (a partir de los 350 m) y la unidad 4 presentan concentración de oblados.

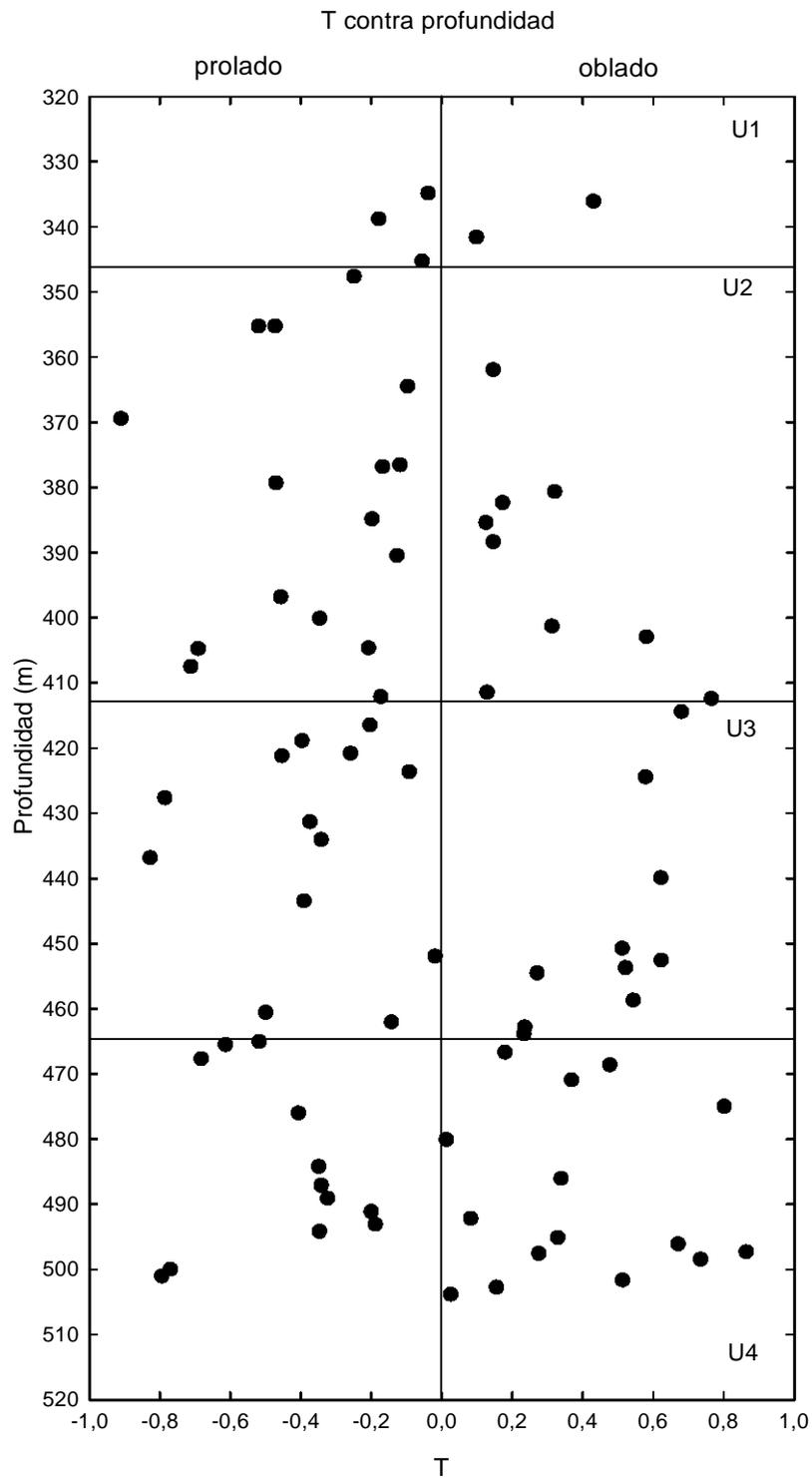
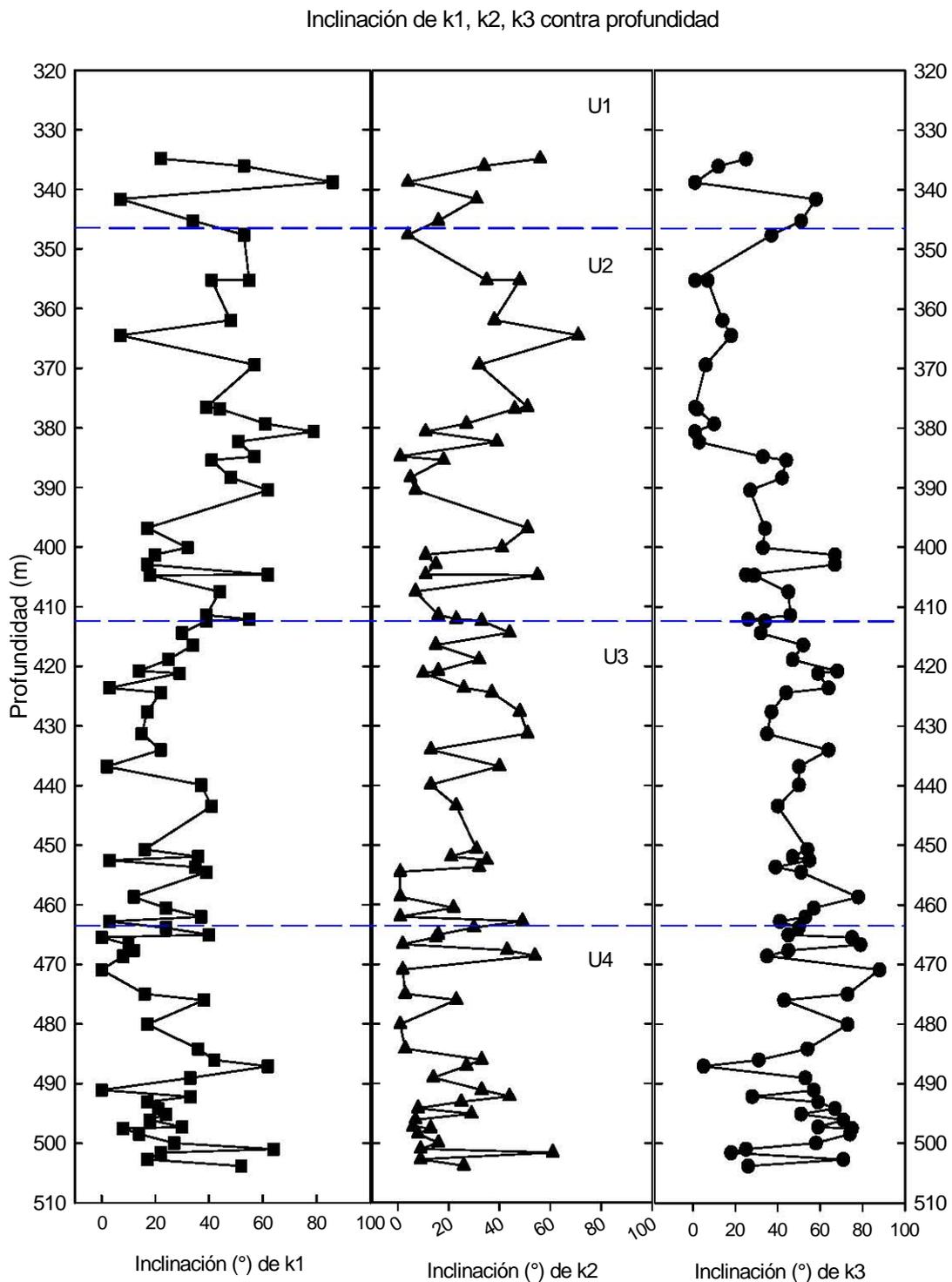


Gráfico 3.5.7

En el gráfico 3.5.8 se muestra el comportamiento de la inclinación de k_1, k_2 y k_3 contra la profundidad. El eje de susceptibilidad máximo varía entre los 0 y 45° (de los 410 m hasta



los 504 m), mientras que el eje mínimo (k_3) tiene un comportamiento ascendente de 0° a 90° (380 m - 504 m); el eje k_2 varía de 0° a 60° de Inclinación en toda la columna.

A continuación se presentan las proyecciones ortográficas con los ejes de susceptibilidad principal de cada unidad.

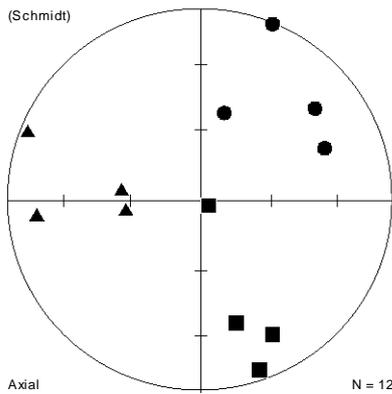


Figura 3.9. Unidad 1

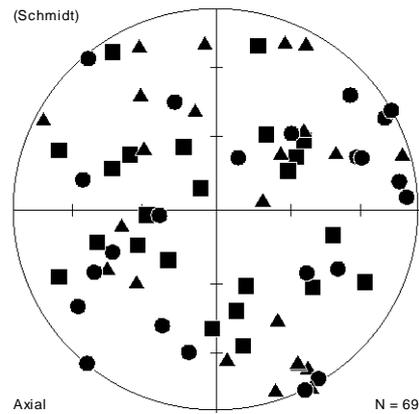


Figura 3.10 Unidad 2

La figura 3.9 presenta los tres ejes principales de susceptibilidad que forman tres grupos definidos. En la figura 3.10 se observa un comportamiento caótico de los ejes principales, por lo que se procedió a graficarlos separadamente.

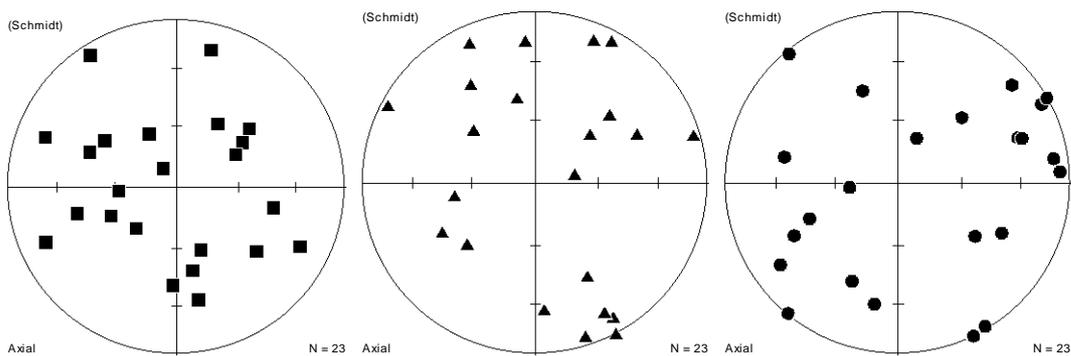


Figura 3.10 a)

Figura 3.10 b)

Figura 3.10 c)

Al separar los ejes principales de la U2 se ve que la figura 3.10 (a) el k1 muestra un agrupamiento que parece tender hacia el centro de la proyección, (c) el eje k3 parece formar un “cinturón” que pasa cerca de la vertical, (b) el eje k2 se distribuye sobre la proyección.

● eje mínimo k3, ■ eje máximo k1 y ▲ eje intermedio k2.

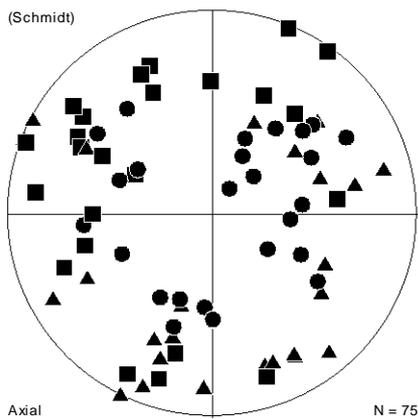


Figura 3.11. Unidad 3

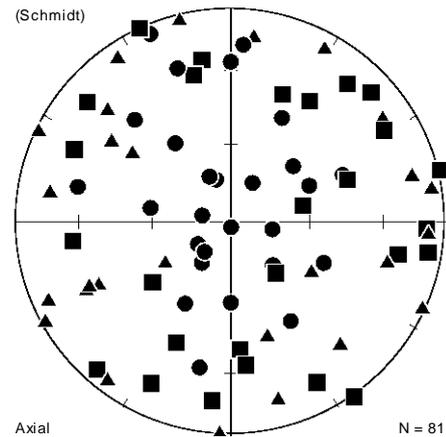


Figura 3.12. Unidad 4

La figura 3.11 no muestra una dirección claramente definida, sin embargo se observan grupos separados y los ejes principales se encuentran mezclados entre sí. La figura 3.12 muestra un comportamiento aleatorio de los ejes de susceptibilidad principales. En ambos casos se graficarán por separado los ejes principales.

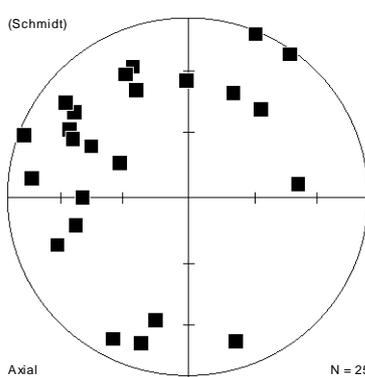


Figura 3.11 a)

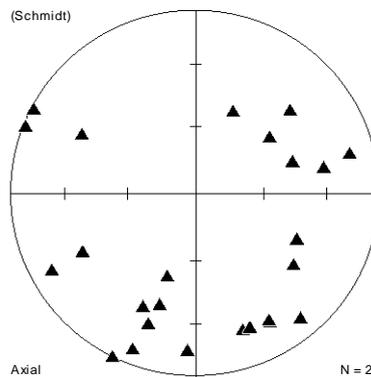


Figura 3.11 b)

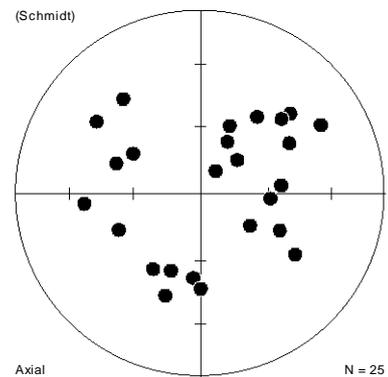


Figura 3.11 c)

La figura 3.11 Unidad 3. (a) muestra al eje máximo distribuido alrededor del borde de la proyección, (c) mientras el eje de susceptibilidad mínimo tiende a agruparse hacia el centro de la proyección, parece formar un círculo alrededor del centro y el mayor grupo se observa en el primer cuadrante (en dirección del movimiento de las manecillas del reloj), (b) el eje k2 tiende hacia la orilla de la proyección.

• eje mínimo k3, ■ eje máximo k1 y ▲ eje intermedio k2.

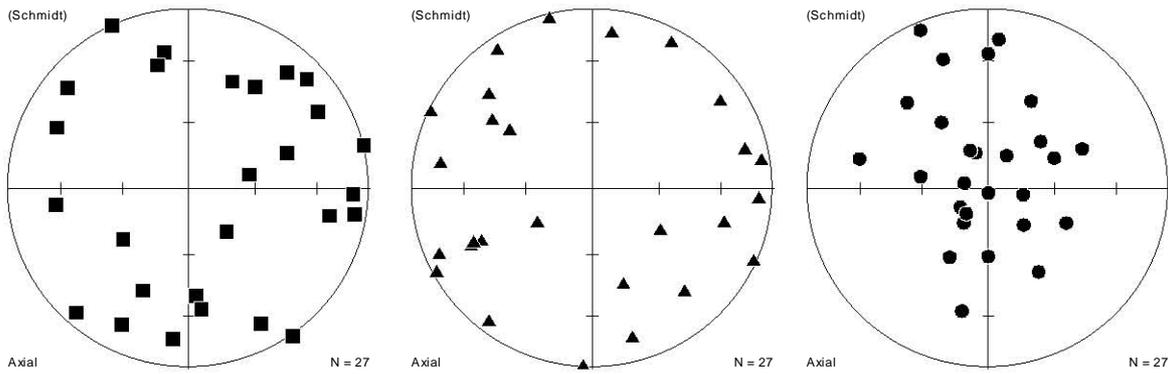


Figura 3.12 a)

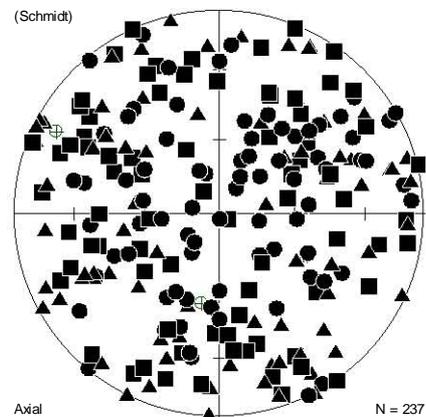
Figura 3.12 b)

Figura 3.12 c)

La figura 3.12 a) presenta los k1 distribuidos alrededor y tendiendo hacia la orilla de la proyección ortográfica (c) los ejes de susceptibilidad mínimos son los mejor agrupados visualmente, parece que se agruparan al centro de la proyección, (b) los k2 se distribuyen alrededor del borde de la proyección.

● eje mínimo k3, ■ eje máximo k1 y ▲ eje intermedio k2.

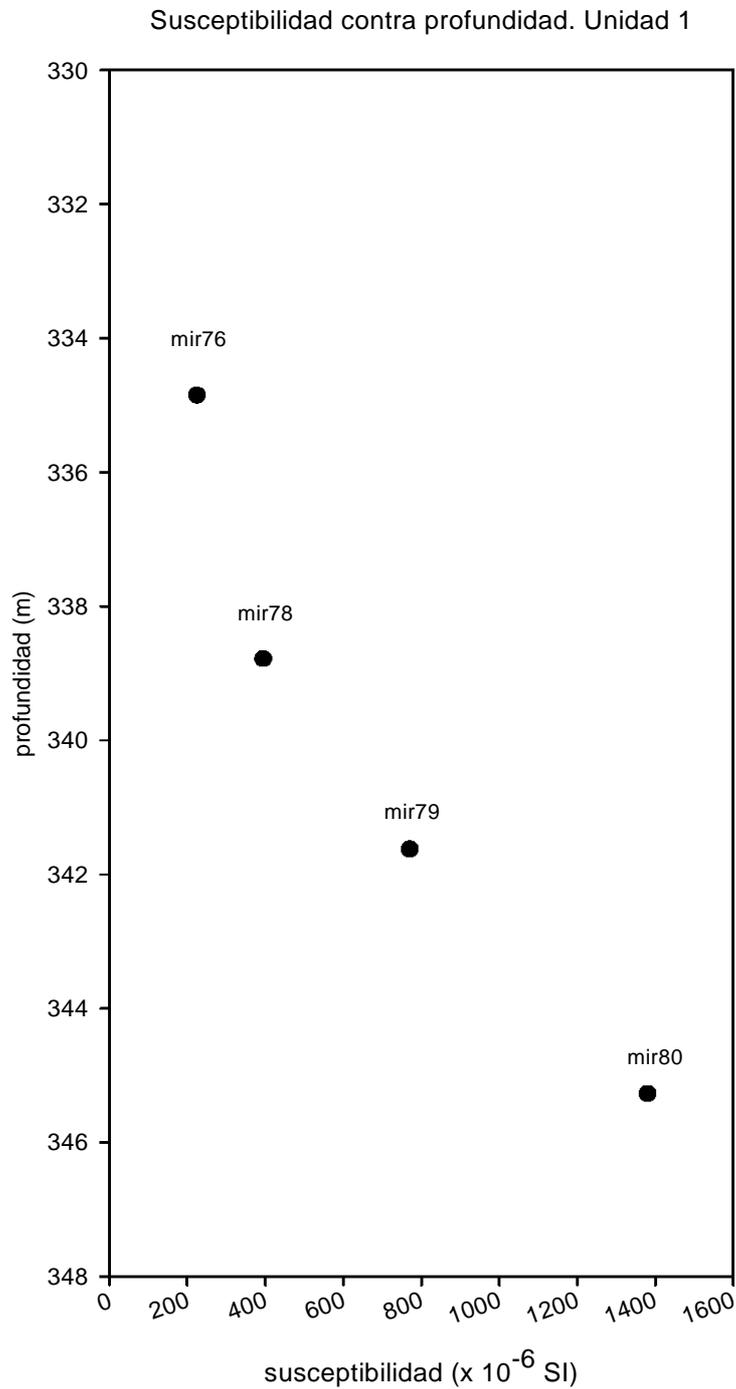
Figura 3.13 Proyección ortográfica de igual área de los ejes principales de las muestras pertenecientes al pozo UNAM-5. Observando la proyección se nota que no se tiene una dirección definida de los ejes principales. ● eje mínimo, ■ eje máximo y ▲ eje intermedio.



En vista de que no se tiene una dirección definida de los ejes principales de los núcleos del pozo UNAM-5, se procedió a realizar un análisis por unidades y a seleccionar dos especímenes de cada una para efectuar sobre ellos un proceso de realce de la fábrica de susceptibilidad magnética. Los 8 especímenes escogidos fueron Mir3, MIR14, MIR37, MIR46, MIR50, MIR69, MIR76 y MIR80.

III. 5.1 Análisis por unidades que forman la sección de brechas

Unidad 1



Los especímenes que forman esta unidad son: mir76, mir77, mir78, mir79, mir80. En el gráfico 3.5.1.1 sólo aparecen cuatro especímenes; el mir77 se eliminó porque su forma es muy irregular y podría causar alguna alteración en la medición. En éste gráfico se nota que la susceptibilidad se incrementa conforme aumenta la profundidad.

El gráfico 3.5.1.2 muestra tres datos sobre la línea unitaria. Se podría decir que la lineación domina, pero son pocos datos para concluir algo.

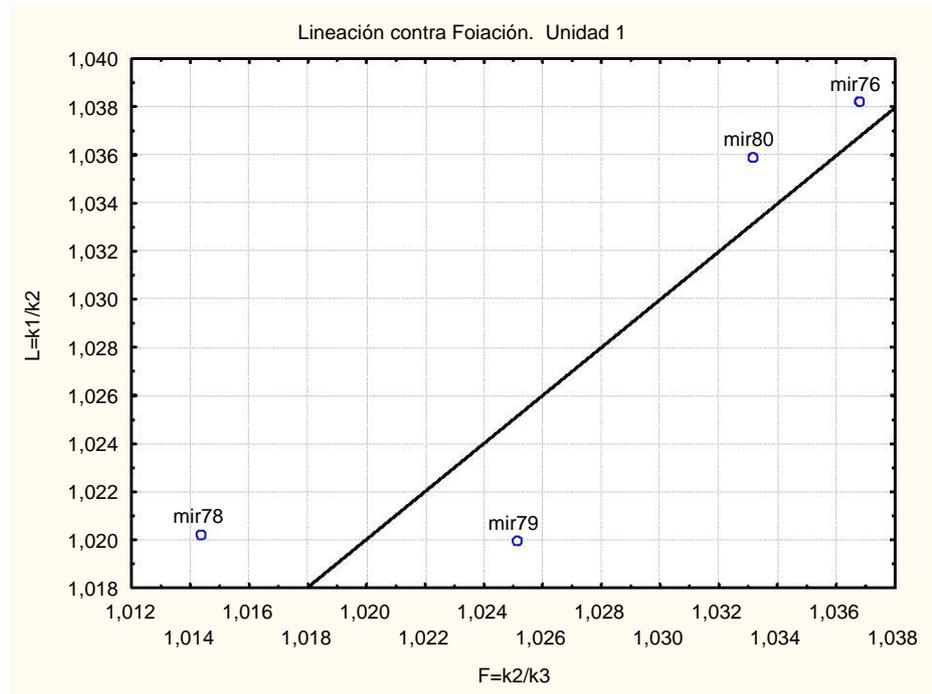


Gráfico 3.5.1.2

El gráfico 3.5.1.3 muestra tres valores menores que cero, muy cerca del área neutra del parámetro de forma T. El grado de anisotropía corregida es bajo (<1.08), parece comportarse como la magnitud de la fábrica magnética de las rocas sedimentarias y volcánicas.

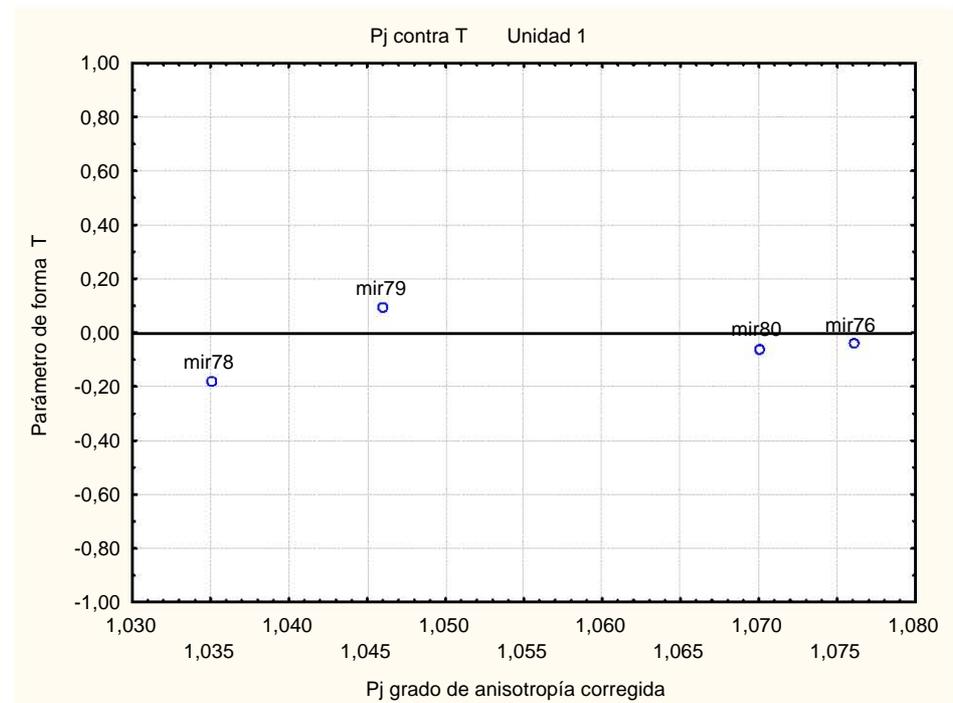


Gráfico 3.5.1.3

Unidad 2

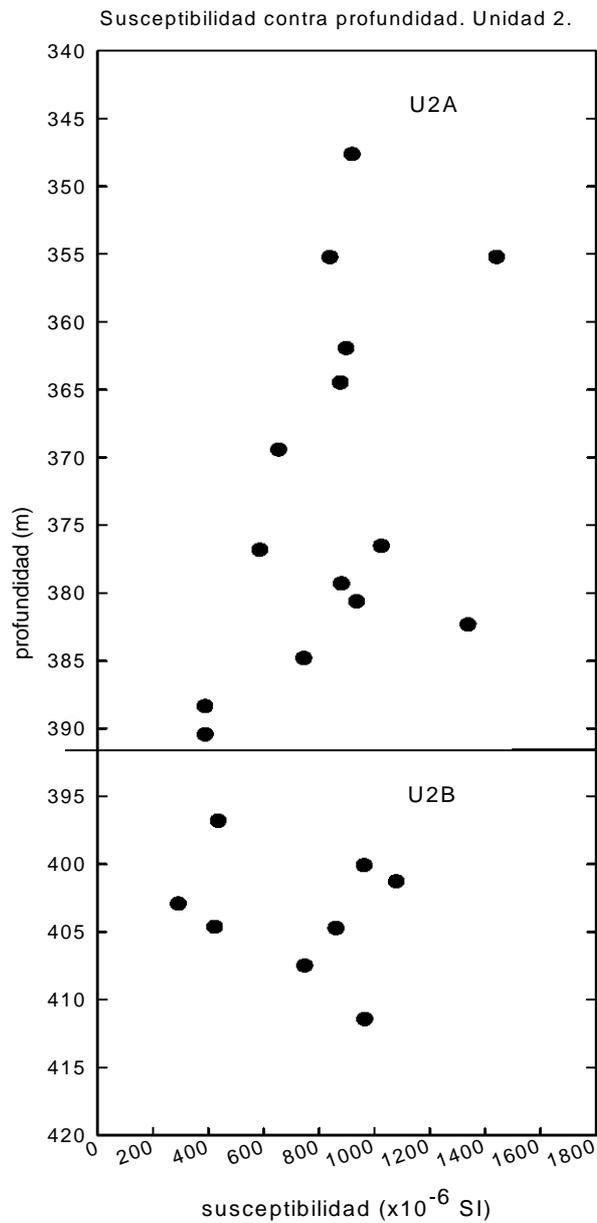
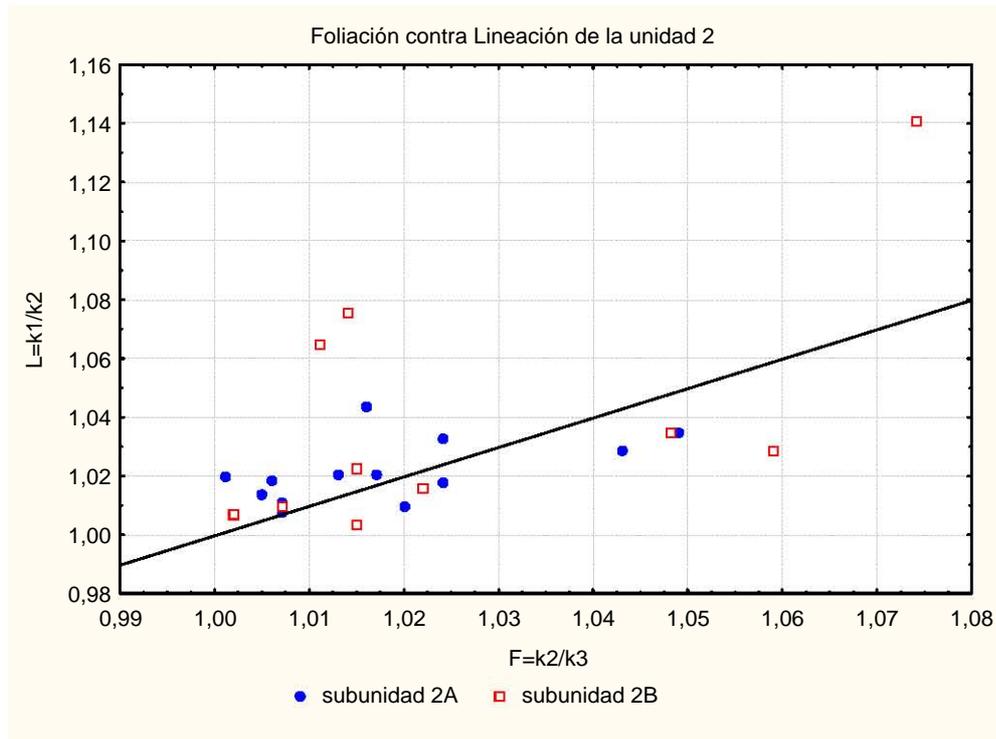


Gráfico 3.5.1.4

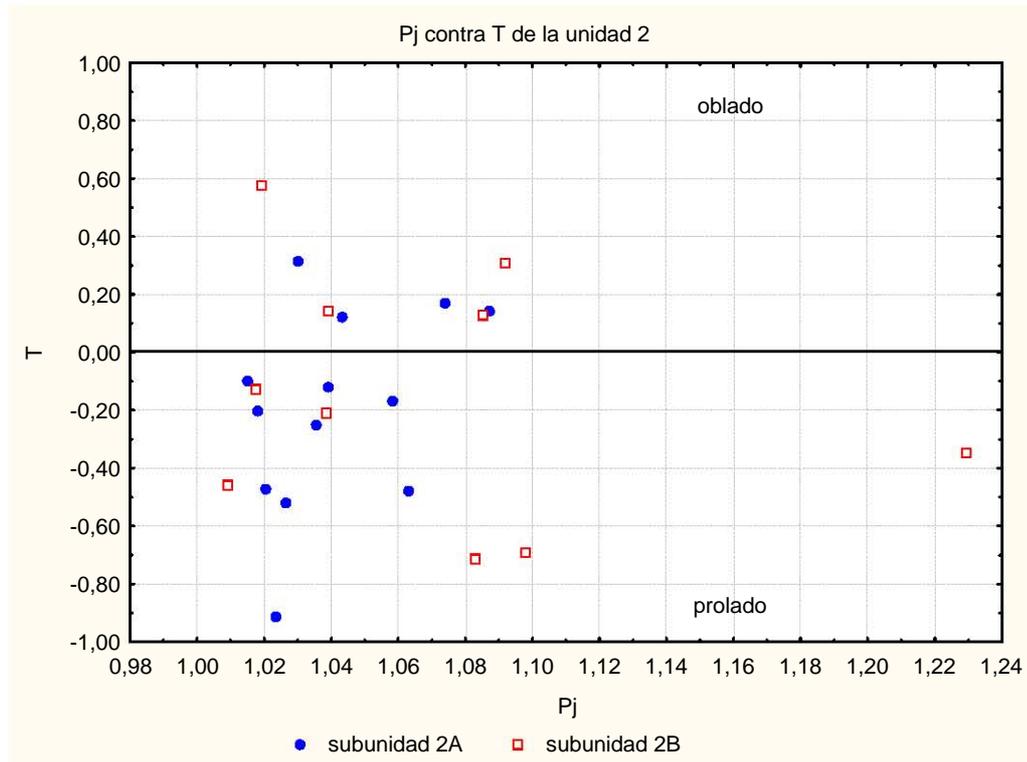
La unidad 2 tiene un espesor de 65 m y se encuentra entre los 347.05 a 412.05 m.

Los especímenes que la forman son el mir1, mir2, mir3,... mir23; en la tabla 4 se muestra la distribución de los mismos. En éste gráfico (3.5.1.4) no está el dato mir10, porque su susceptibilidad es muy alta (5118×10^{-6} SI) y excede el rango de la mayoría de los datos.

Se ve que la susceptibilidad aumenta hacia la base de ambas subunidades (2A y 2B), y se nota una amplia variación en la misma (300 y 1400×10^{-6} SI). También se ve una disminución de la susceptibilidad en el cambio de la subunidad A hacia la B.



EL Gráfico 3.5.1.5 muestra la Lineación contra la Foliación, los círculos oscuros representan los datos pertenecientes a la subunidad 2A, mientras los cuadrados representan a los datos de la 2B. observando el gráfico se nota que el mayor número de datos se encuentra sobre la línea unitaria, sugiriendo que la lineación domina y una forma prolada como lo más común para esta unidad.



El gráfico 3.5.1.6 presenta el grado de anisotropía corregida contra el parámetro de forma. El símbolo del rombo relleno representa los datos de la subunidad 2A y el cuadrado a los de la subunidad 2B. La mayoría de los valores son menores que cero lo que confirma la forma prolada de esta unidad. Un grupo mayoritario de los datos se encuentra entre 1.01 y 1.06 para el grado de anisotropía, mientras otro pequeño grupo está entre 1.08 y 1.1, y un solo valor tiene un $P_j \approx 1,23$ (mir14), esto significa que los datos menores a 1.1 parecen comportarse en teoría como las rocas volcánicas y sedimentarias.

UNIDAD 3

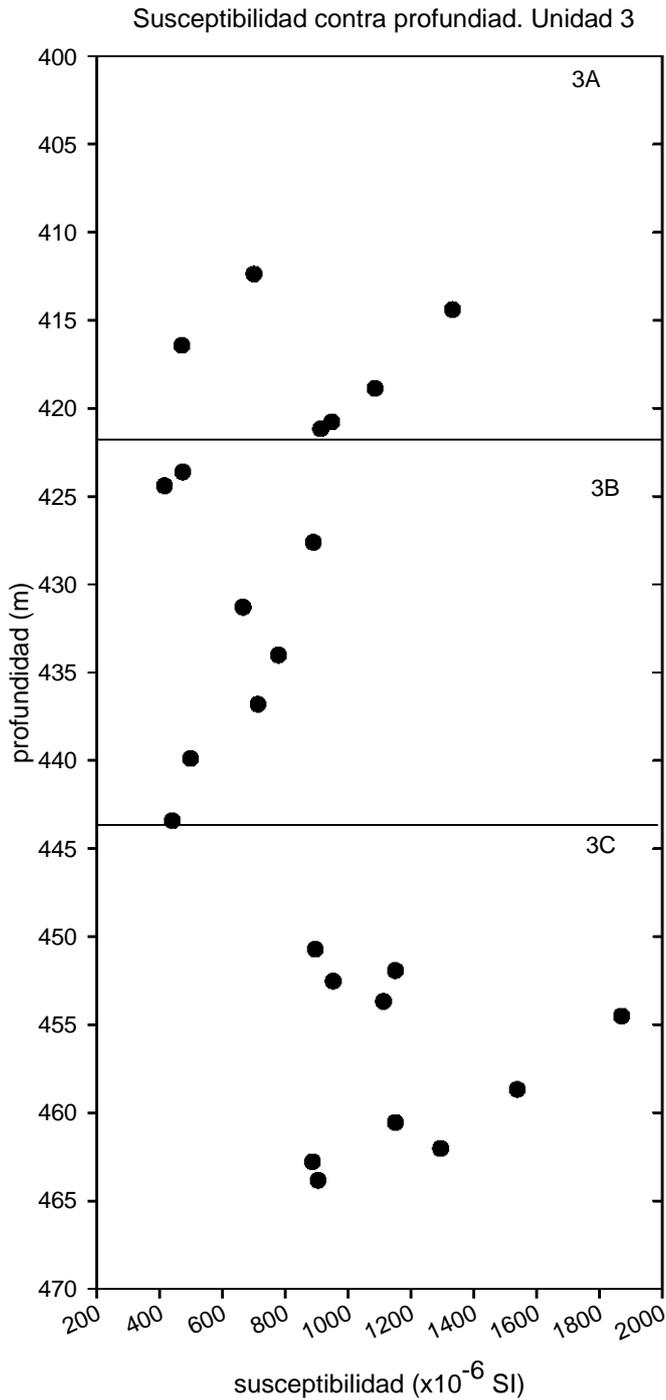


Gráfico 3.5.1.7

La unidad 3

Profundidad:
412.05 a 464.80 m. (52.75 m)

No. de especímenes: 25
(mir 24, mir 25, mir26, ... mir48). En la tabla 4 se muestra la distribución de los mismos.

El espécimen mir24 no está graficado porque su $k = 4939 \times 10^{-6}$ SI y se sale del rango de la mayoría de los datos.

El gráfico 3.5.1.7 muestra una tendencia descendente de la susceptibilidad hacia pequeños valores de ésta conforme se incrementa la profundidad en las dos primeras subunidades.

Mientras en la subunidad 3C se presenta el mismo comportamiento a partir de los 455 m aproximadamente hasta los 465 m de profundidad, sólo que aquí, los valores de la susceptibilidad son más altos y disminuyen hasta las 800 unidades del SI, mientras que en las dos primeras subunidades la disminución llega hasta los 400×10^{-6} SI.

En esta página se presenta el gráfico 3.5.1.8, el símbolo del círculo representa los datos de la subunidad 3A, el cuadrado representa los de la subunidad 3B y el rombo a los de la subunidad 3C.

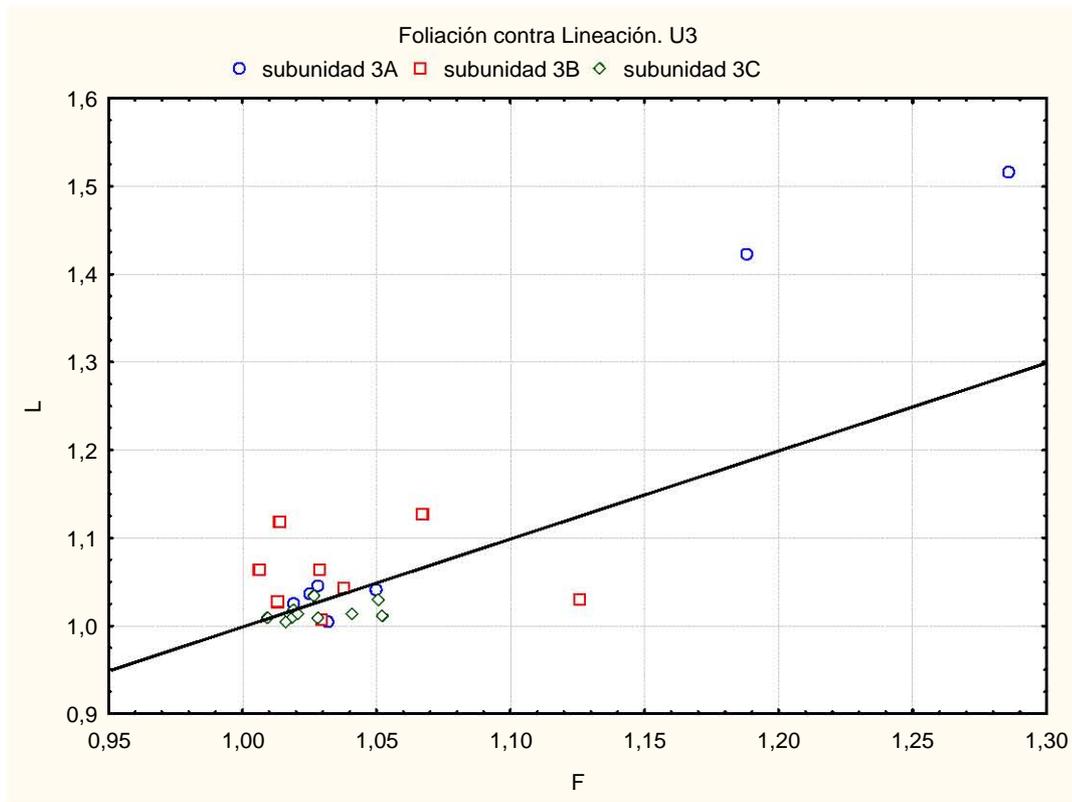


Gráfico 3.5.1.8

En éste gráfico se ve que una mayor cantidad de datos se ubica sobre la línea del gradiente unitario. Para la subunidad 3A, cinco muestras se encuentran sobre la línea unitaria y dos por debajo de ésta; para la 3B, seis muestras están encima de la línea y dos por debajo de ésta; para la subunidad 3C, tres especímenes se encuentran sobre la línea del gradiente unitario mientras siete especímenes se encuentran por debajo. Por lo que 14 especímenes están sobre la línea mientras 11 están debajo. Se nota que para las subunidades A y B la lineación domina, mientras en la subunidad C la foliación está más desarrollada.

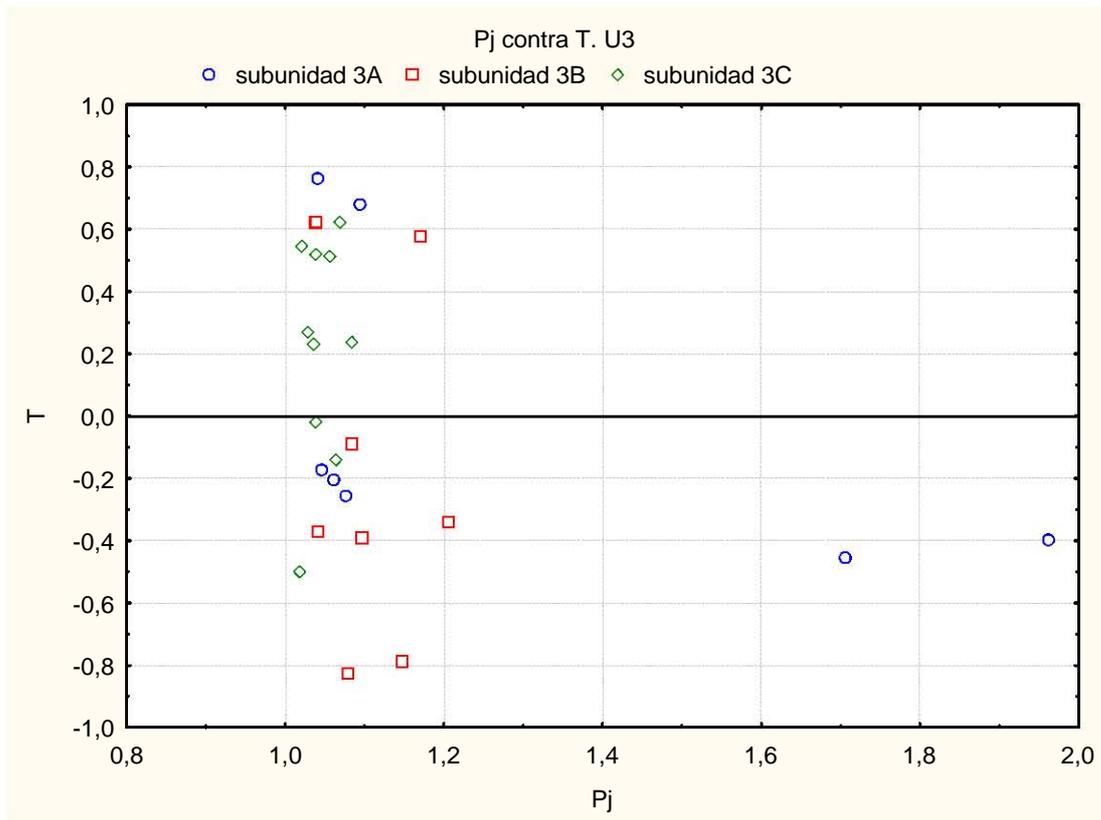
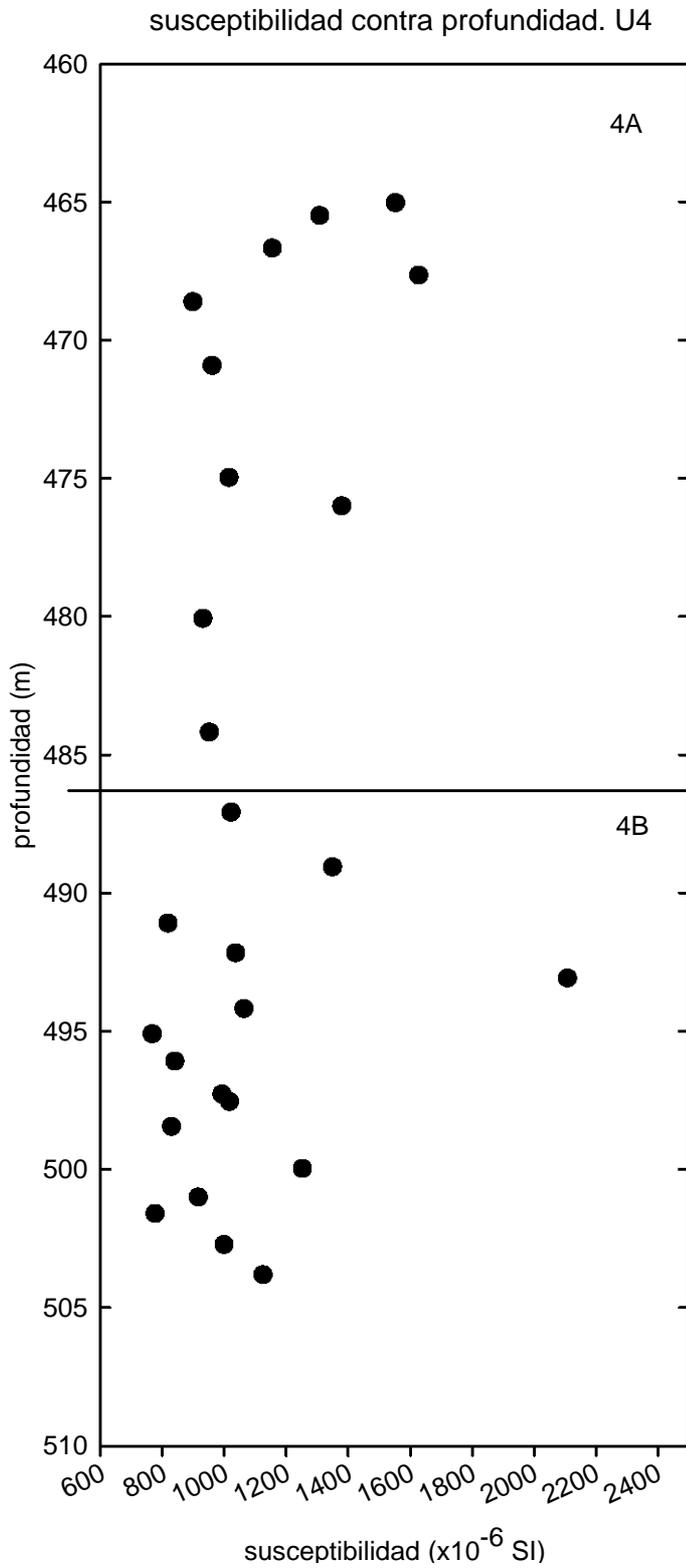


Gráfico 3.5.1.9

El gráfico 3.5.1.9 muestra el comportamiento del grado de anisotropía corregida contra el parámetro de forma T de la unidad 3. Los diferentes símbolos representan las tres subunidades en que está dividida esta unidad. El círculo representa la subunidad 3A, el cuadrado representa los valores de la subunidad 3B, y el rombo representa los datos de la subunidad 3C.

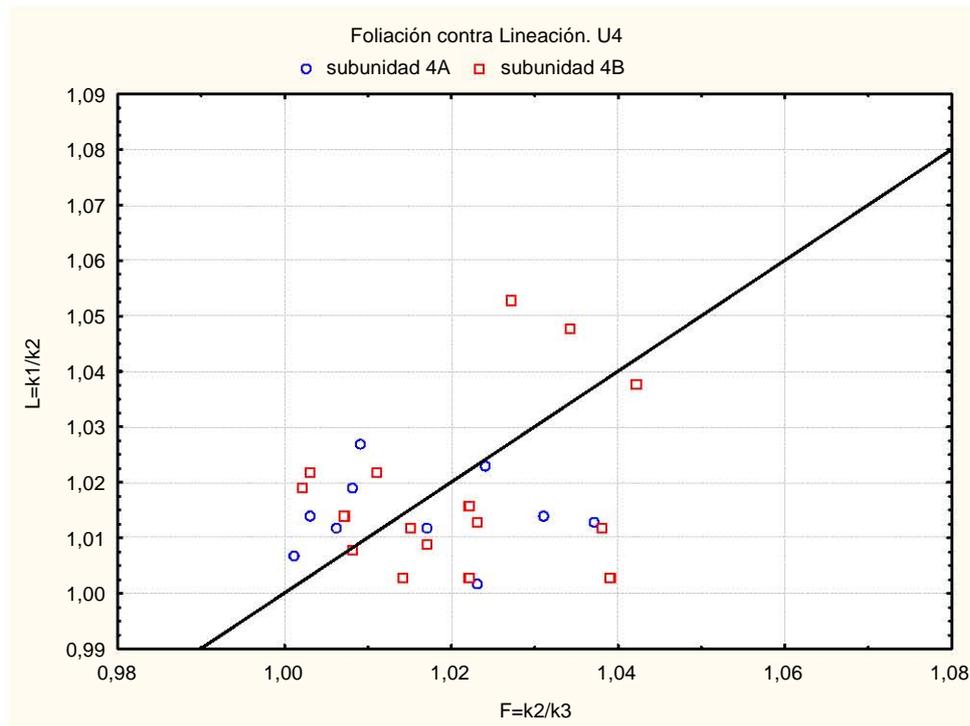
La subunidad 3A presenta cinco valores menores que cero y dos mayores que cero; la 3B, seis menores que cero y dos mayores a éste; la 3C tres menores que cero y siete mayores a éste. Estos resultados significan que el 56% de los especímenes de esta unidad son menores que cero lo que confirma una forma prolada para una ligera mayoría de las muestras. Sin embargo la forma oblada está presente en un 44% para la unidad, ésta forma oblada está más desarrollada en la subunidad 3C, lo que corrobora el gráfico anterior.

UNIDAD 4



Unidad 4
 Profundidad: 464.80 a 503.90 m. (espesor de 39.1m).
 No. de especímenes: 27 (mir49, mir50, mir51,..., mir75).
 En éste gráfico el espécimen mir59 (4A) no aparece porque su susceptibilidad ($k = 3567 \times 10^{-6}$ SI) excede el rango de la mayoría de los datos. En general, la susceptibilidad varía entre $700\text{-}1600 \times 10^{-6}$ SI; en la subunidad 4B, ésta se ve agrupada. En esta unidad la k es más alta que en todas las unidades anteriores.

Gráfico 3.5.1.10



El gráfico 3.5.1.11 muestra la Lineación contra la Foliación. Los círculos representan los especímenes de la subunidad 4A, y los cuadrados a los de la subunidad 4B. el espécimen mir59 no parece porque tiene valores que superan el rango de la mayoría de los datos ($L = 1.081$ y $F = 1.195$), éste pertenece a la subunidad 4A. Se ven once valores sobre la línea del gradiente unitario y quince debajo de este. La Foliación está más desarrollada que la Lineación en esta unidad.

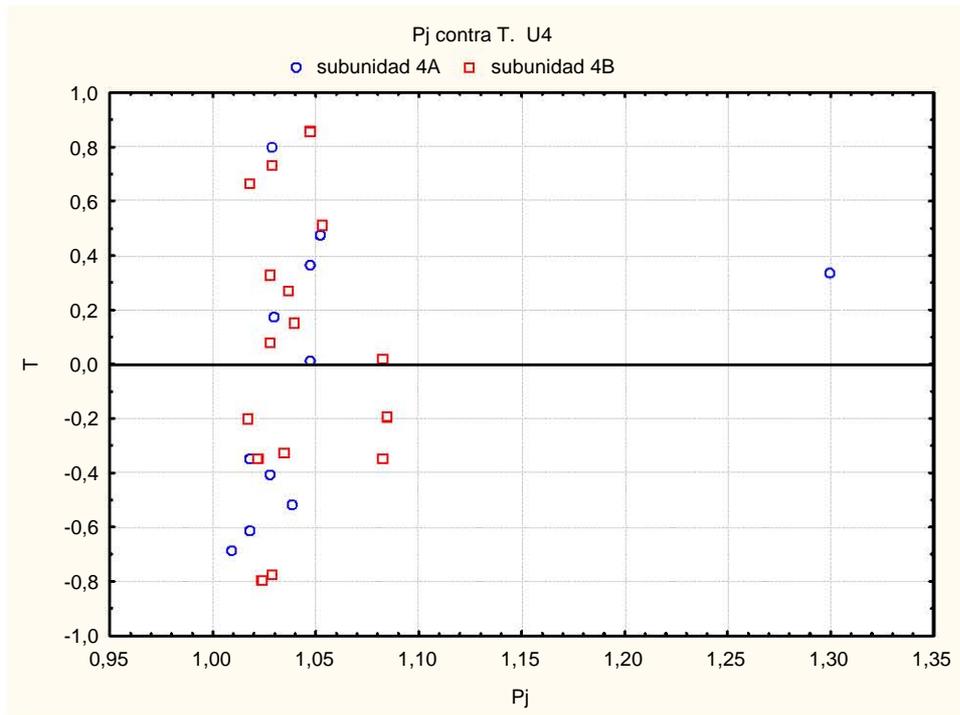


Gráfico 3.5.1.12

En general se ve que 15 valores son > 0 y 12 valores son < 0 . Esto sugiere una forma ligeramente más oblada para esta unidad. La subunidad 4A presenta (6) valores positivos de T, mientras los valores de $P_j < 1.05$, el espécimen mir59 muestra un valor muy alto de P_j . La subunidad 4B tiene 9 valores positivos de T y 7 negativos, lo que sugiere también un forma oblada para una ligera mayoría de los datos de esta subunidad. Se nota una mayor cantidad de valores de $P_j < 1.05$ y algunos valores de $P_j > 1.08$. En general los valores de P_j están entre los valores teóricos de las rocas ígneas y sedimentarias.

III.6 Experimentos térmicos de realce de la fábrica

El calentamiento de especímenes a una temperatura $\geq 200^{\circ}\text{C}$ y particularmente de 300 a 500°C da como resultado la formación de nuevos minerales magnéticos a partir de minerales paramagnéticos o de muy baja susceptibilidad. Este aumento en la susceptibilidad total realza la fábrica asociada con los minerales cuya contribución en las mediciones iniciales es baja; pero se necesita información sobre cambios petrológicos y magnéticos (Tarling y Hrouda, 1993). El procedimiento seguido en este experimento se presenta en la metodología (sección III.4).

En las siguientes páginas se presentan los gráficos representativos que muestran las tendencias encontradas de los parámetros de AMS de las 8 muestras seleccionadas en los correspondientes intervalos de temperatura. Los especímenes seleccionados son mir76, mir80, mir3, mir14, mir37, mir46, mir50, mir69. Primero se presentan los gráficos de **susceptibilidad** contra temperatura de las muestras mencionadas y después los demás parámetros de anisotropía de susceptibilidad magnética.

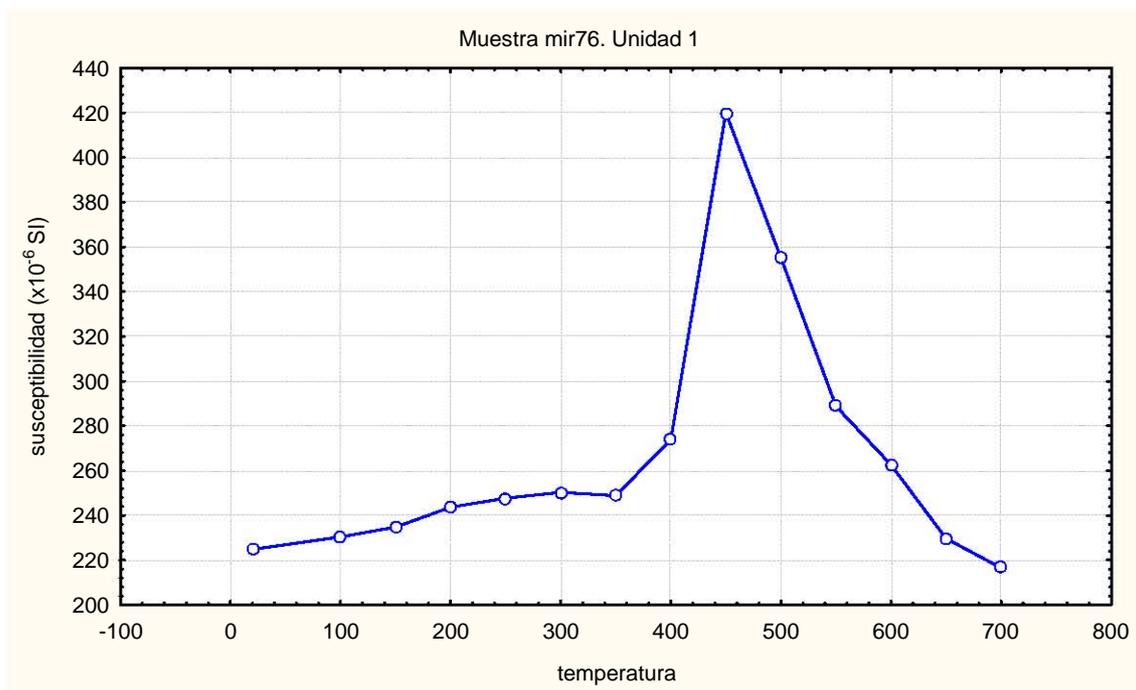


Gráfico 3.6.1

Se observa que la **susceptibilidad** aumenta gradualmente hasta los 400°C , se eleva abruptamente a los 450 grados y comienza el descenso hasta los 750°C .

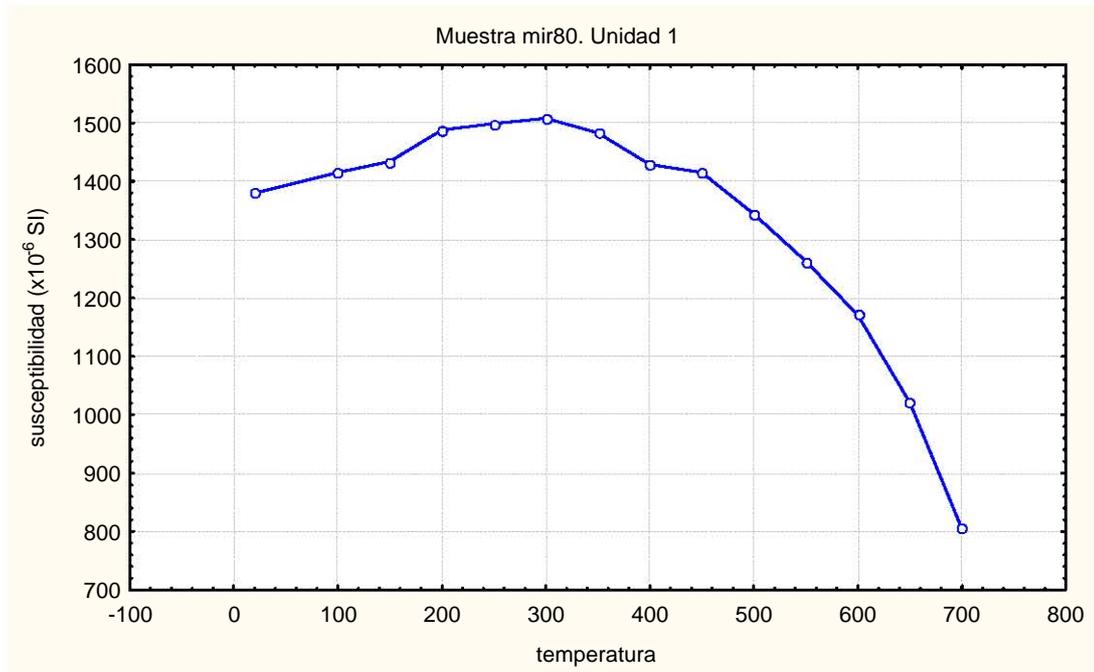


Gráfico 3.6.2

El gráfico 3.6.2 muestra el espécimen mir 80; se nota un comportamiento ascendente de la susceptibilidad de forma gradual hasta los 300° C y desde ahí desciende gradualmente hasta el final del calentamiento. El gráfico 3.6.3 muestra el comportamiento de la susceptibilidad durante el calentamiento de los especímenes mir3 y mir14; están

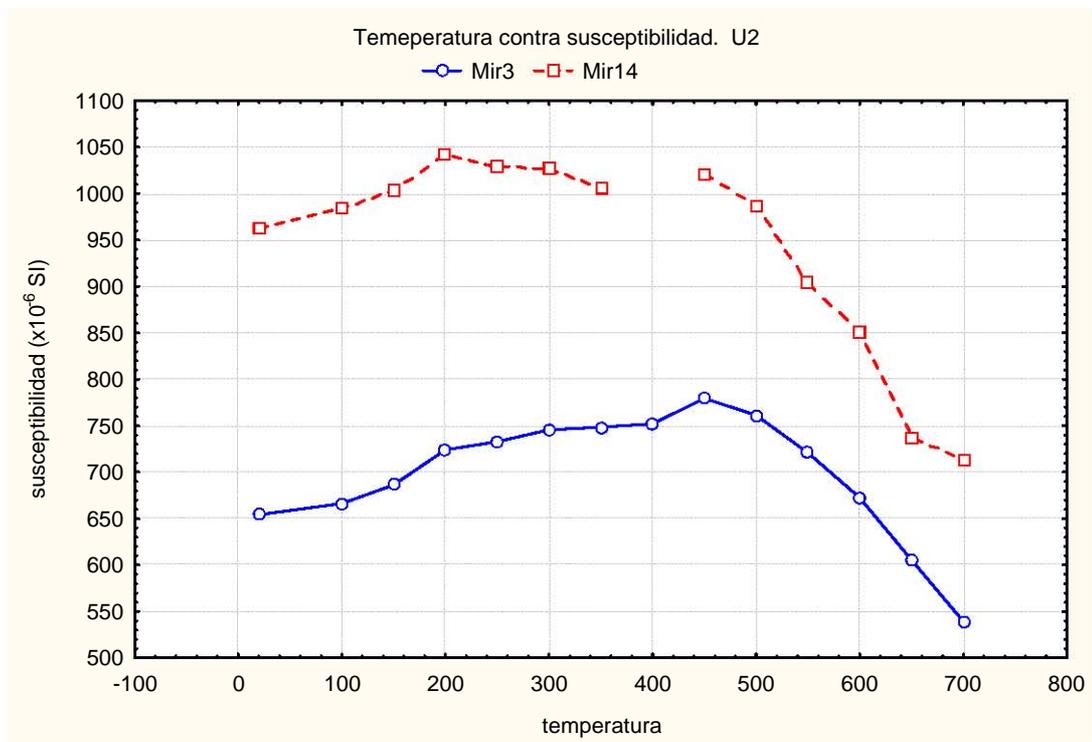


Gráfico 3.6.3

representados por medio de círculos y cuadrados respectivamente. El espécimen mir3

muestra un comportamiento ascendente y descendente regular, la disminución de la susceptibilidad se inicia a partir de los 450° C. La muestra mir14 presenta un comportamiento parecido al mir3.

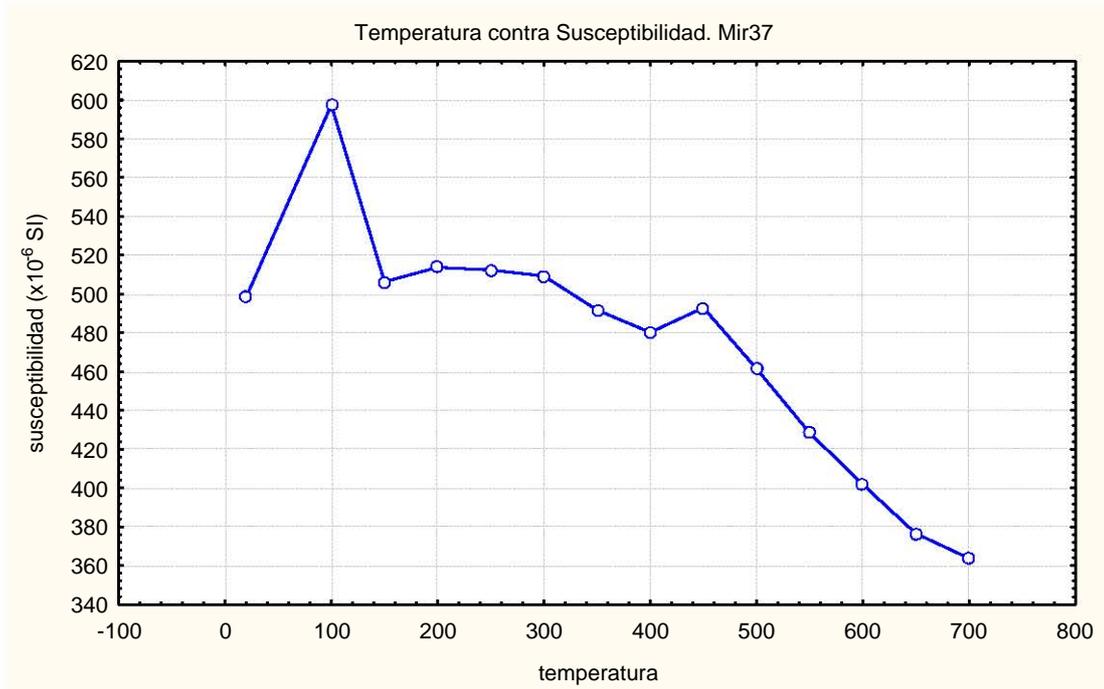


Gráfico 3.6.4

El espécimen mir37 (U3B), gráfico 3.6.4 muestra un comportamiento casi regular de la susceptibilidad, ya que al inicio del calentamiento, el súbito ascenso de la susceptibilidad rompe la forma moderada del descenso gradual en esta muestra. El gráfico 3.6.5

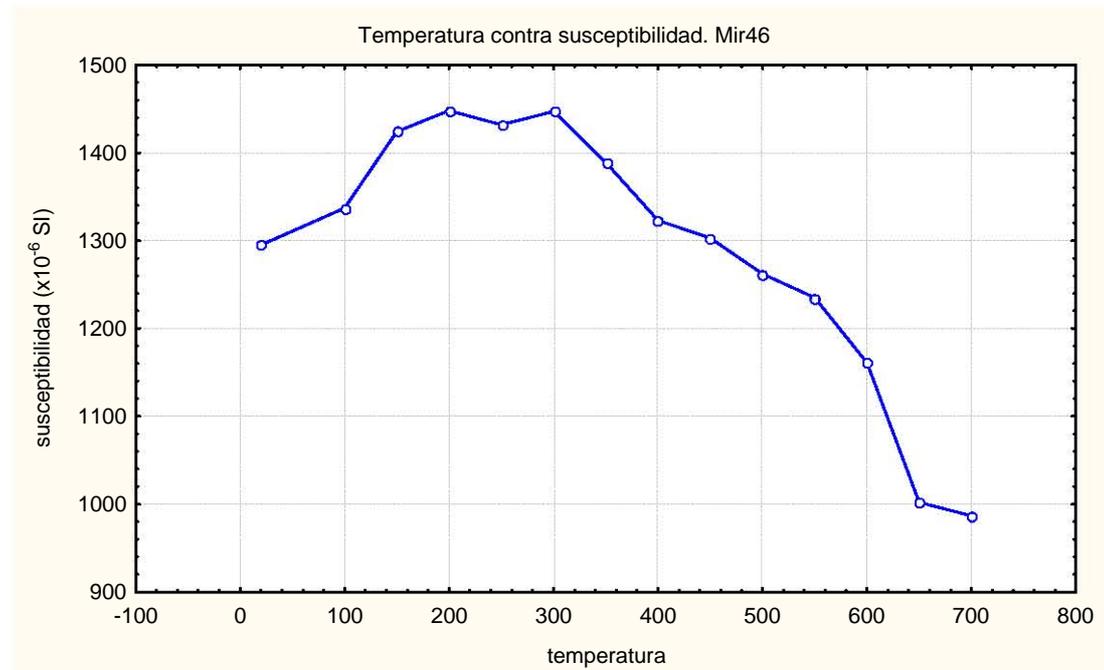


Gráfico 3.6.5

presenta un comportamiento irregular, la susceptibilidad asciende desde el principio del calentamiento hasta los 200° C, se mantiene y su descenso se puede decir que es gradual. Éste espécimen pertenece a la subunidad U3C.

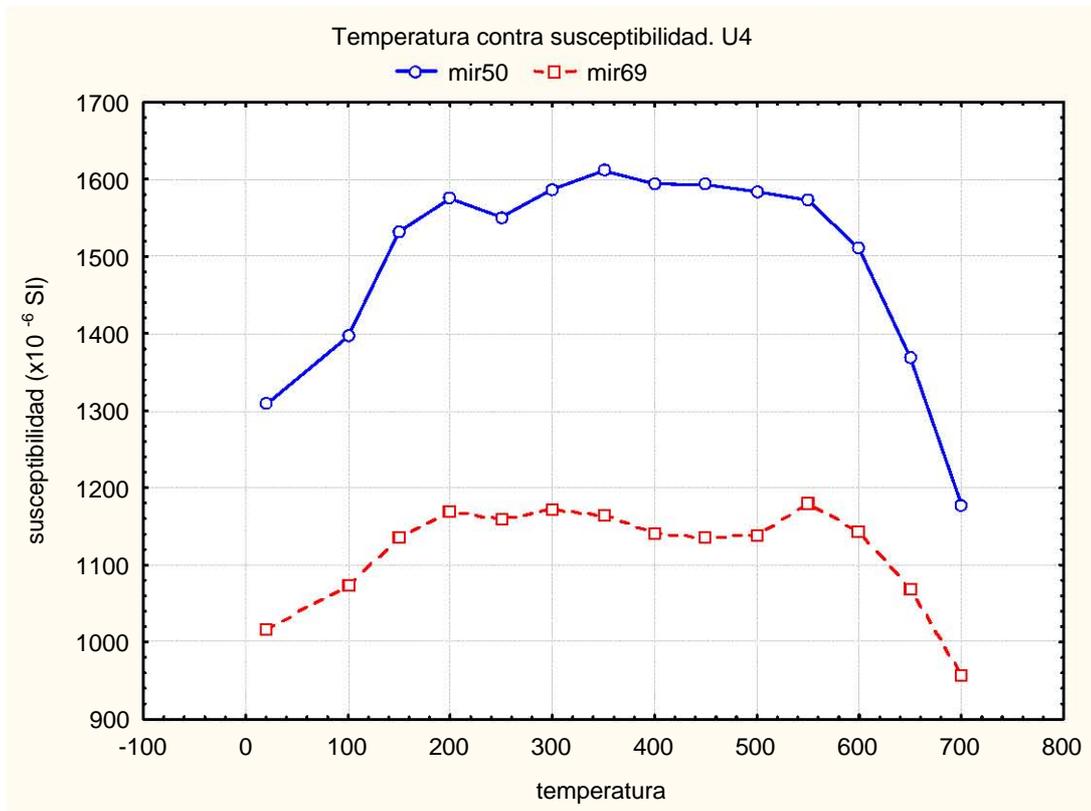


Gráfico 3.6.6

El gráfico 3.6.6 muestra el comportamiento de la susceptibilidad contra la temperatura de las muestras pertenecientes a la unidad 4. Se observa que el espécimen mir50 tiene una ascensión casi gradual, la susceptibilidad se incrementa cada 50 unidades, hasta llegar a los 200 grados, después el aumento es menor hasta ser casi constante; el descenso de la susceptibilidad inicia a partir de los 550° C con decrementos muy notorios.

El comportamiento del espécimen mir69 muestra un ascenso en la susceptibilidad cada 50 unidades, desde los 20° hasta los 200° C, se mantiene casi constante hasta los 550°C y desciende rápidamente.

A continuación se muestra el comportamiento de los parámetros de AMS durante el calentamiento de los mismos especímenes anteriores (mir76, mir80, mir3, mir14, mir37, mir46, mir50, mir69). Primero se mostrará el grado de anisotropía corregida, después el parámetro de forma, la Lineación y la Foliación.

El grado de anisotropía corregida (Pj) disminuye con la temperatura pero muestra dos tipos de tendencia; una, la diferencia estriba en que entre los 450 y 600° C éste parámetro

se incrementa. Las muestras que presentan esta diferencia son mir76, mir50, mir37, mir69 y mir80. A continuación se presenta un ejemplo de éste comportamiento.

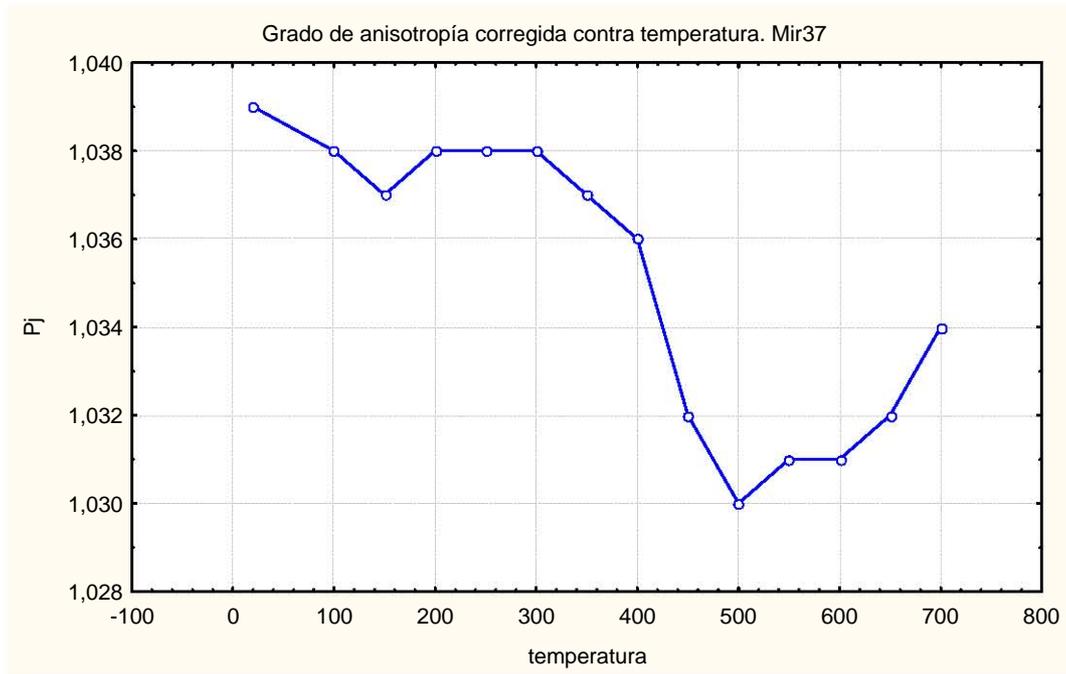


Gráfico 3.6.7

El otro comportamiento está caracterizado por un marcado decaimiento de Pj a partir de los 400°C y hasta el final, las muestras que presentan esta conducta son mir14, mir3 y mir46, un ejemplo se muestra en el gráfico 3.6.8.

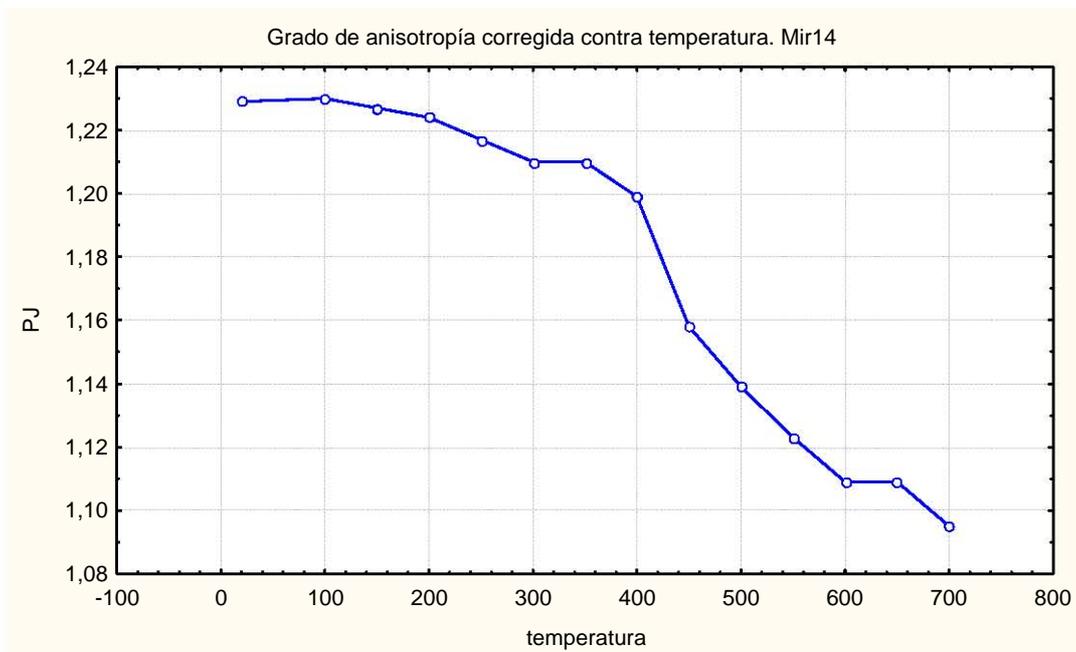


Gráfico 3.6.8

Con relación al **parámetro de forma T**, se dividió en oblados y prolados.

Los Prolados muestran dos tendencias, la primera ascendente, hacia el área neutra, en forma irregular, no gradual; el ascenso se hace más notorio entre los 300 y 400° C. Las muestras que se comportan así son la mir3, 50, 14 y 46; ésta última muestra un comportamiento errático a partir de los 500° C; como ejemplo de ésta primera tendencia se presenta el siguiente gráfico.

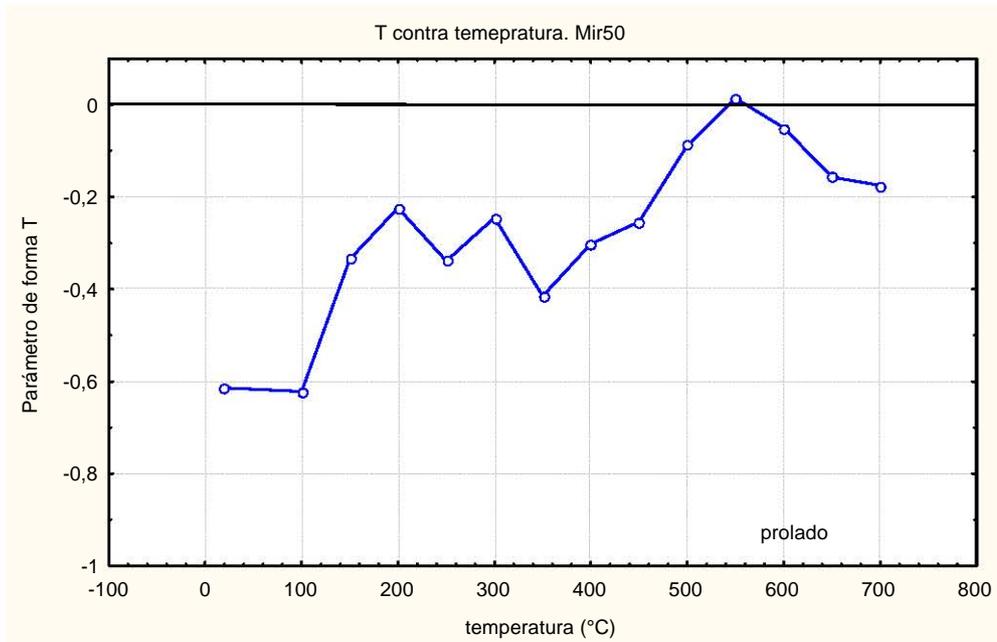


Gráfico 3.6.9

La segunda tendencia es descendente, casi gradual desde el principio, pero se evidencia más a partir de los 450° C. Los especímenes que la presentan son mir76 y mir80, éste último como ejemplo de esta tendencia, en el gráfico 3.6.10 (con símbolo de cuadrado), también se ve la muestra mir 76 que muestra un comportamiento irregular, desciende súbitamente a partir de los 450°C y después asciende de la misma forma. Ver el mismo gráfico en la página siguiente.

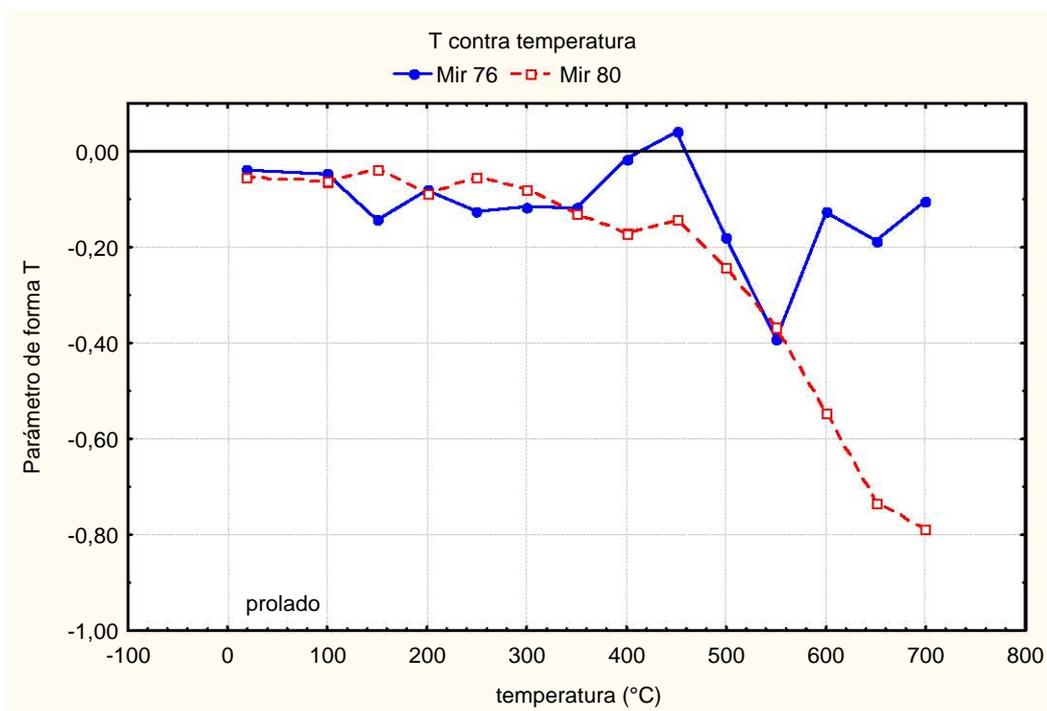


Gráfico 3.6.10

Los oblados. En general presentan un comportamiento irregular entre los primeros 350 y 450 grados, después muestran dos tendencias: una descendente a partir de los 500 grados representada por el mir37 (con círculos), en el gráfico 3.6.11; y la otra tendencia ascendente

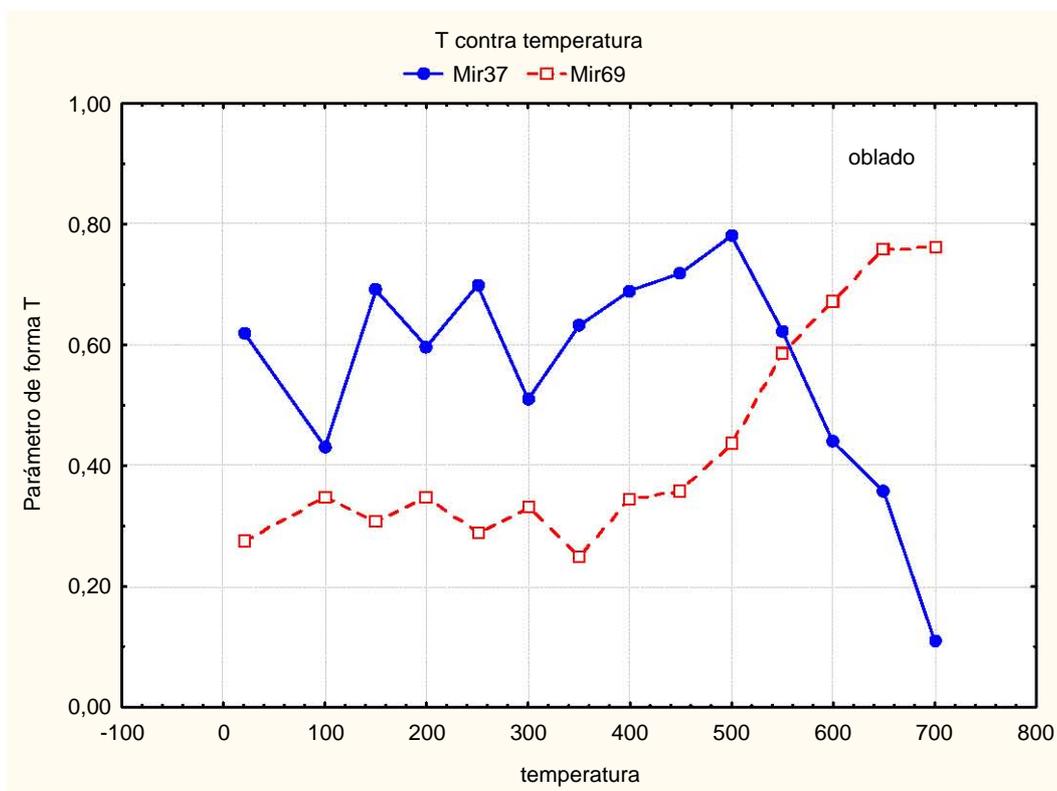


Gráfico 3.6.11

entre los 350 y 450°C, representada por el espécimen mir69 (símbolo de cuadrados) en el mismo gráfico.

La Lineación muestra tres tendencias; una, representada en el gráfico 3.6.12 que muestra un comportamiento descendente desde el principio del calentamiento y evidente a partir de los 450° C. Las muestras que presentan esta tendencia son mir3, 46, 69 y 14. Ejemplo de ésta se muestra el gráfico de la muestra mir69.

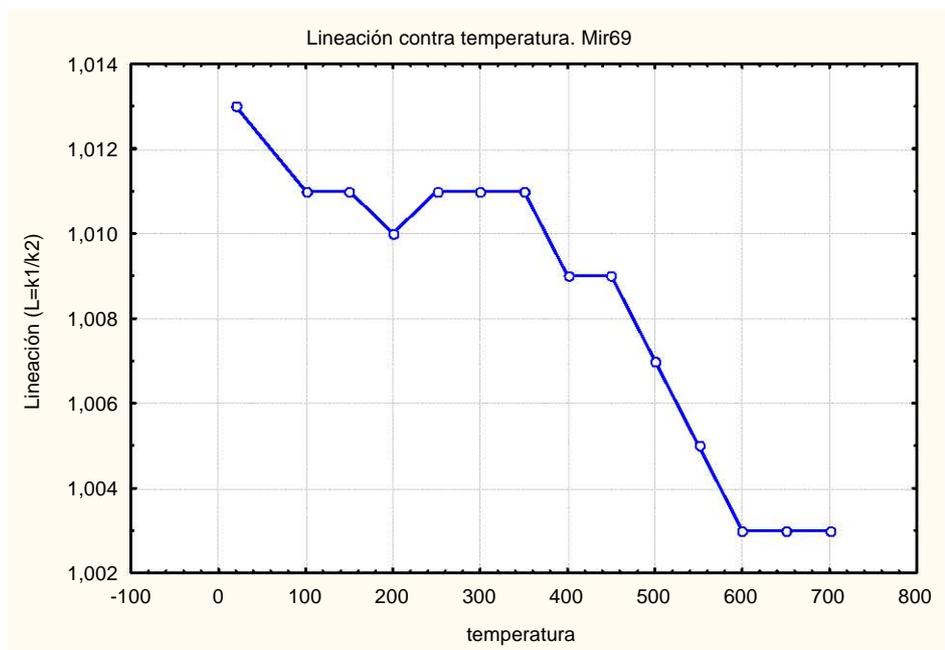


Gráfico 3.6.12

La segunda tendencia muestra un incremento de la Lineación a partir de los 450 hasta los 700°C, dentro de este comportamiento están la mir37 y la mir80, ésta se muestra como ejemplo en el gráfico 3.6.13.

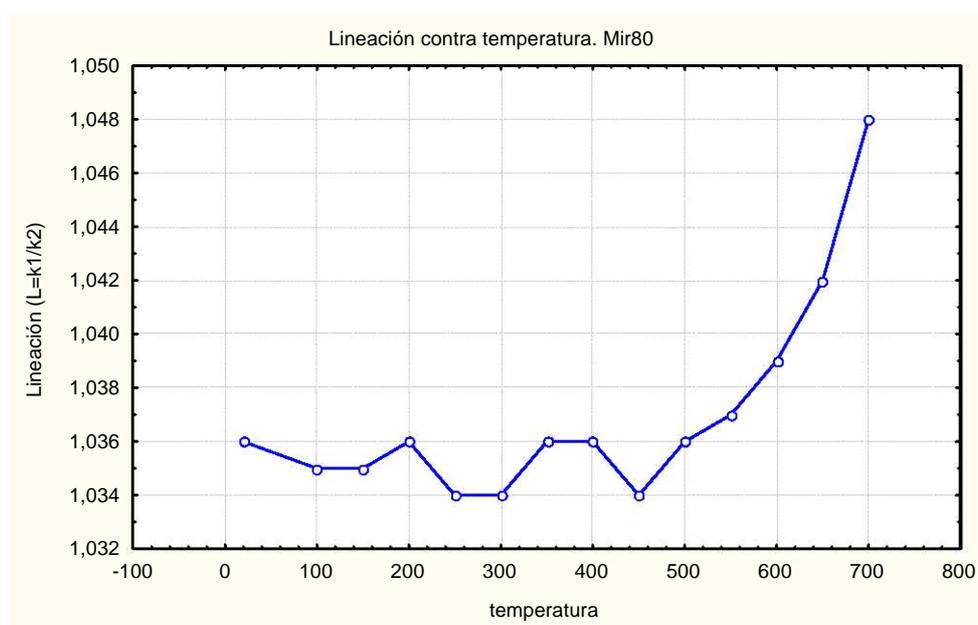


Gráfico 3.6.13

La tercer tendencia está representada por los especímenes mir76 y mir50, éstos muestran un comportamiento muy irregular desde el principio del calentamiento, la Lineación disminuye súbitamente entre los 350 y 400° C y se eleva entre los 450 y 600°C para disminuir hasta los 700 grados en el caso de la mir 76 y elevarse en el caso de la mir50. como ejemplo (mir76) ver el gráfico 3.6.14.

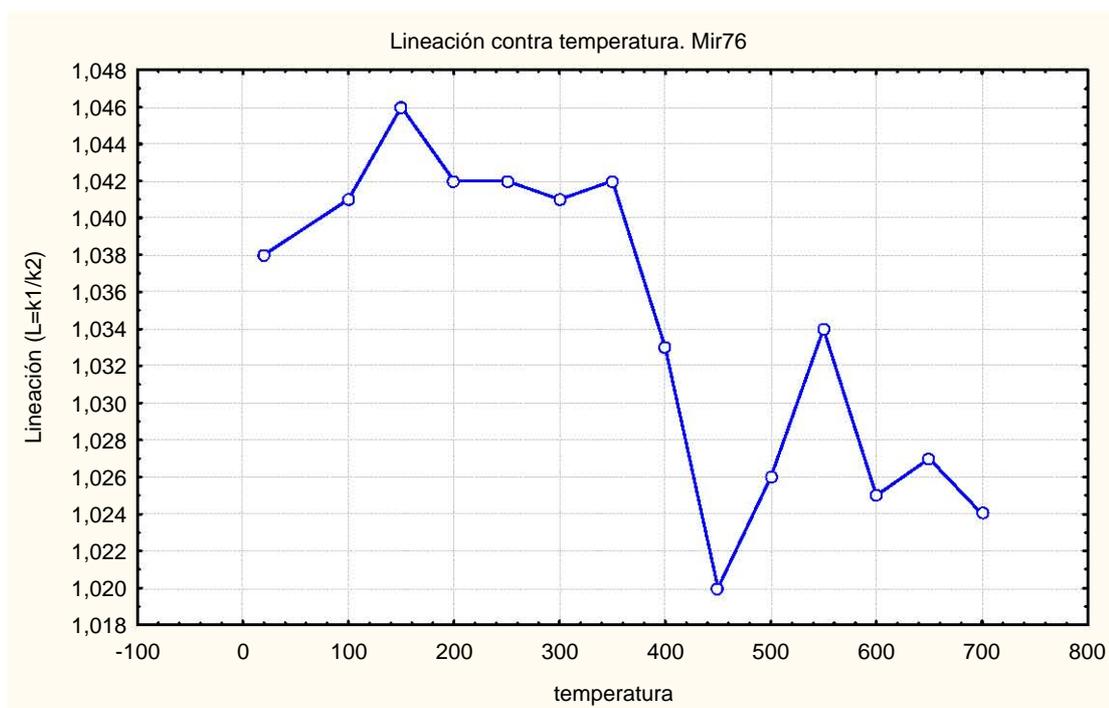


Gráfico 3.6.14

La Foliación muestra dos tendencias; una, representada por el gráfico 3.6.15, donde éste parámetro disminuye conforme aumenta la temperatura y el comportamiento inicial es un poco irregular y el descenso comienza entre los 300 y 400 grados hasta el final del calentamiento, las muestra que presentan esta tendencia son mir37, mir80, mir14, mir46, mir 76 y mir69. . La otra tendencia, representada por las muestras mir3 y mir50 presenta una elevación de la foliación a partir de los 100°C y se mantiene con poca variabilidad hasta el final del calentamiento, donde presenta un ligero descenso. El gráfico 3.6.16 se muestra como ejemplo de este segundo comportamiento. Ambos gráficos se presentan en la página siguiente.

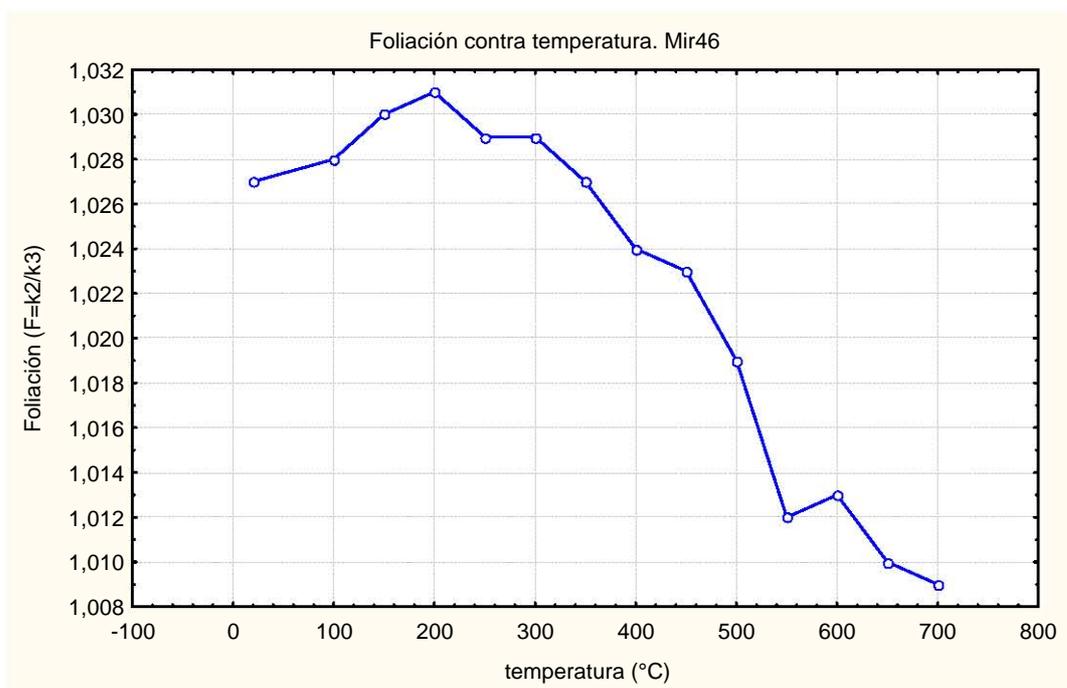


Gráfico 3.6.15

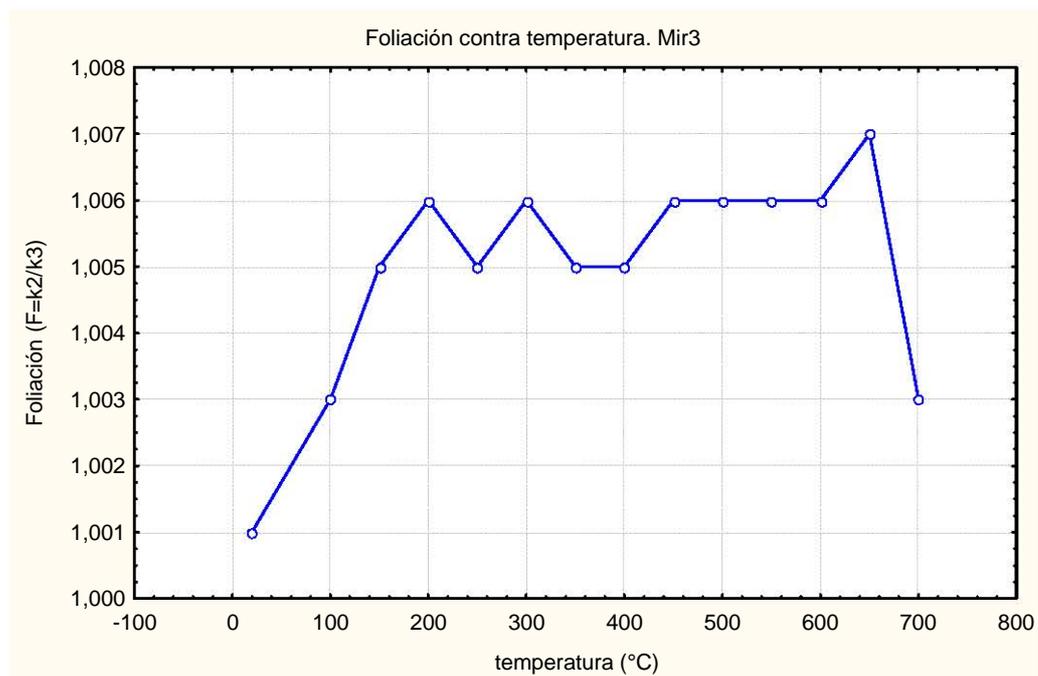


Gráfico 3.6.16

En las siguientes páginas se muestran las proyecciones ortográficas de igual área de las ocho muestras mencionadas. Se presentan por unidades.

III.6.1 Proyecciones ortográficas por unidad en las diferentes temperaturas

UNIDAD 1. Muestras mir76 y mir80.

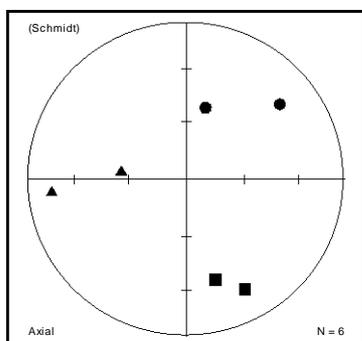


Figura 3.14 a) 20 grados

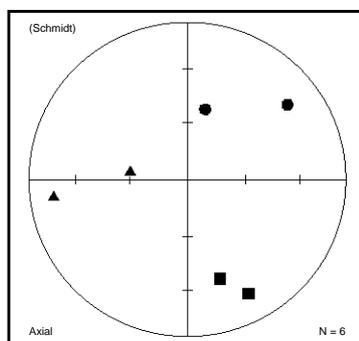


Figura 3.14 b) 100 grados.

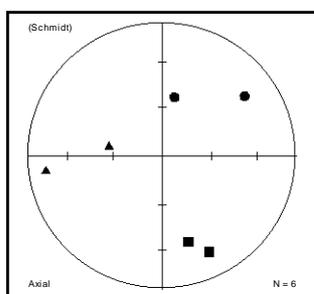
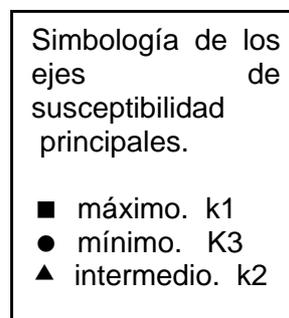


Figura 3.14 c) 150 grados

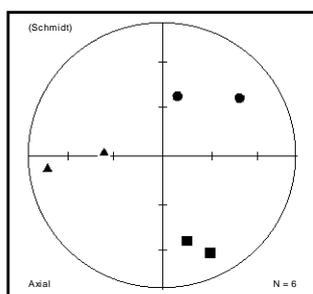


Figura 3.14 d) 200 grados

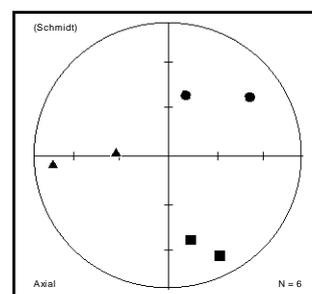


Figura 3.14 e) 250 grados

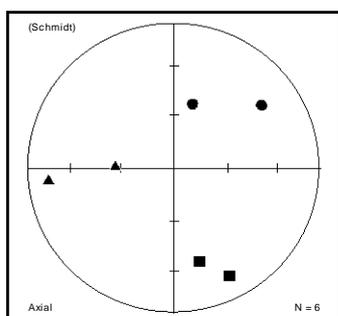


Figura 3.14 f) 300 grados

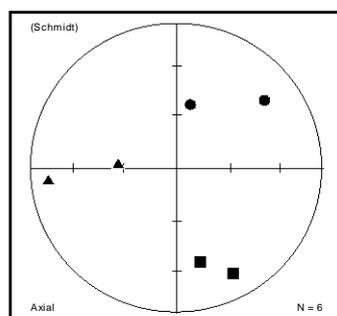


Figura 3.14 g) 350 grados

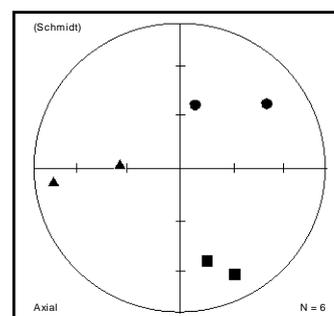


Figura 3.14 h) 400 grados

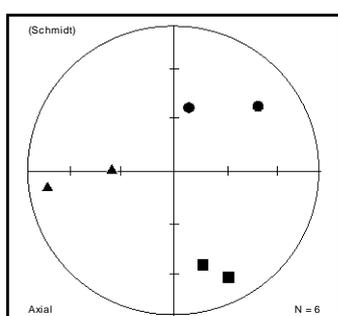


Figura 3.14 i) 450 grados

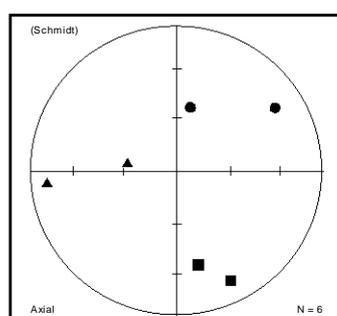


Figura 3.14 j) 500 grados

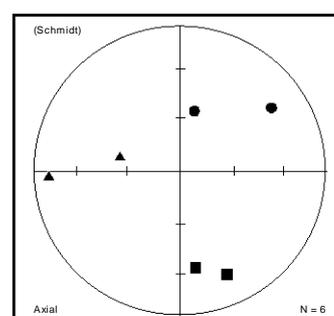


Figura 3.14 k) 550 grados

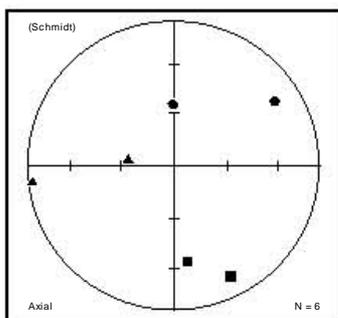


Figura 3.14 l) 600 grados

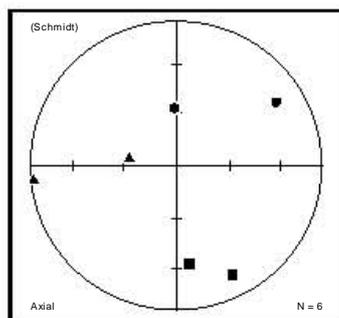


Figura 3.14 m) 650 grados

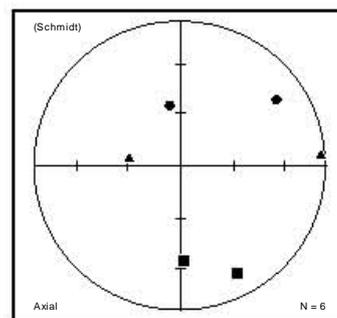


Figura 3.14 n) 700 grados

Como puede observarse no existió un cambio considerable en la disposición de los ejes de susceptibilidad desde el inicio del proceso térmico. Las figuras 3.14 ñ) y 3.14 o) que a continuación se presentan muestran los ejes principales de susceptibilidad magnética de cada espécimen durante el proceso térmico, el que presenta mejor agrupamiento es el mir76. El proceso de calentamiento provocó un ligero movimiento en el mir80.

Para los 8 especímenes individuales se presentan, de color claro, la posición y temperatura inicial de los ejes principales y de oscuro la posición y temperatura final. Las flechas indican la trayectoria de cada eje principal durante el calentamiento de la muestra.

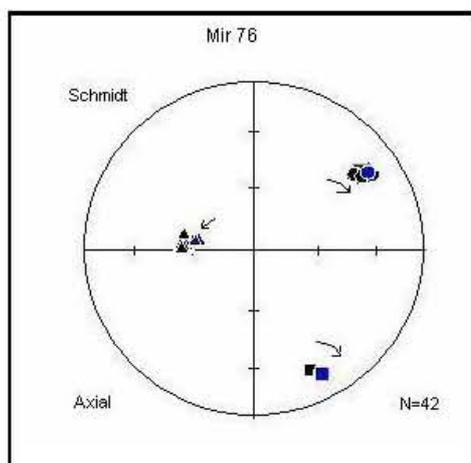


Figura 3.14 ñ) Especimen mir76.

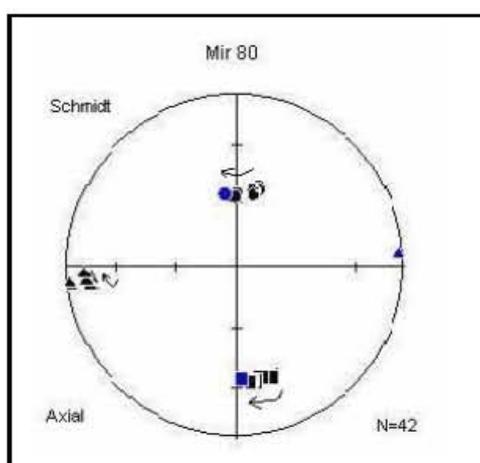


Figura 3.14 o) Especimen mir80.

Simbología de los ejes de susceptibilidad principales:

■ eje máximo (k1), ▲ eje intermedio (k2), ● eje mínimo (k3).

UNIDAD 2. Muestras mir 3 y mir 14.

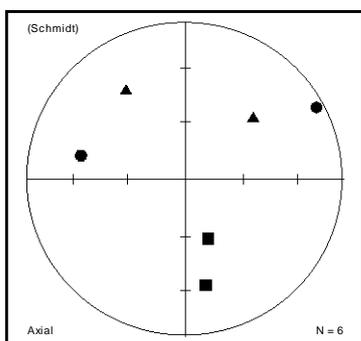


Figura 3.15 a) 20 grados

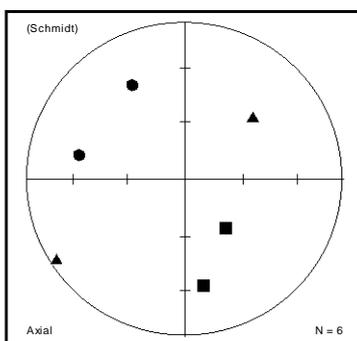


Figura 3.15 b) 100 grados.

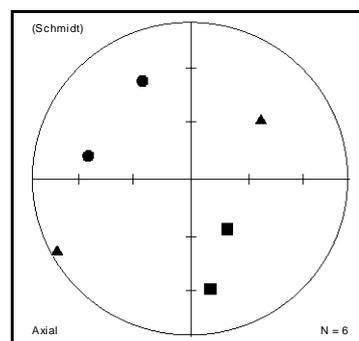


Figura 3.15 c) 150 grados.

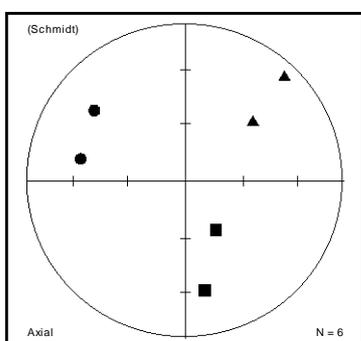


Figura 3.15 d) 200 grados.

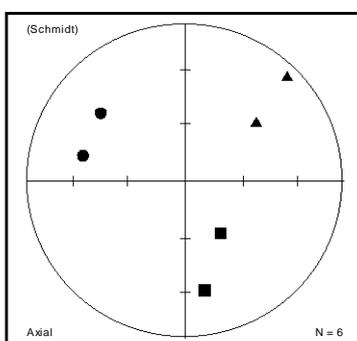


Figura 3.15 e) 250 grados.

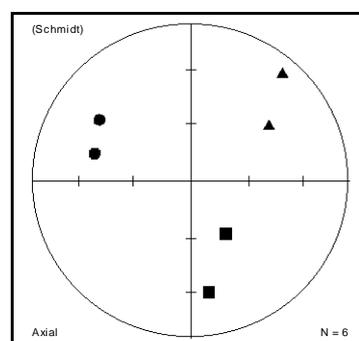


Figura 3.15 f) 300 grados.

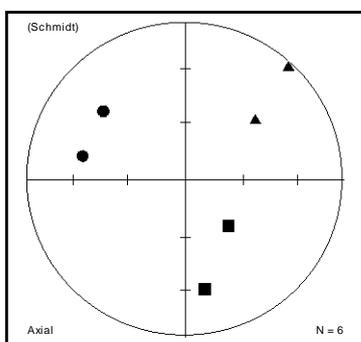


Figura 3.15 g) 350 grados.

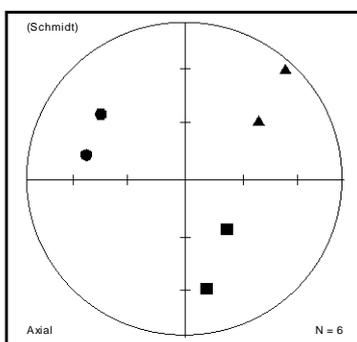


Figura 3.15 h) 400 grados.

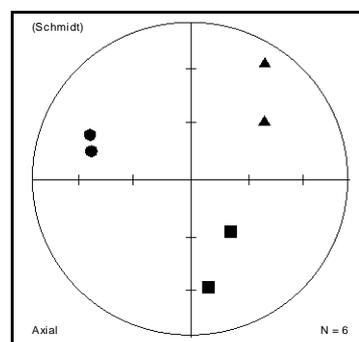


Figura 3.15 i) 450 grados.

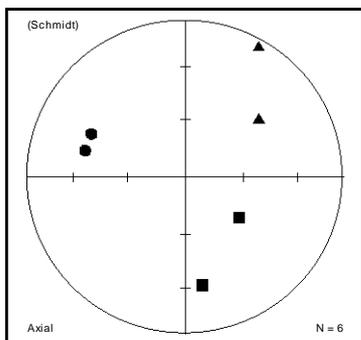


Figura 3.15 j) 500 grados

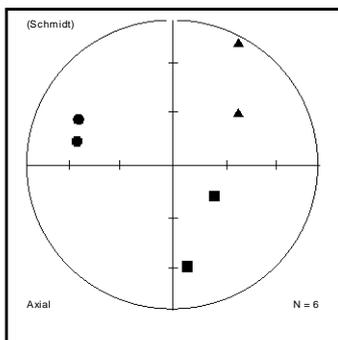


Figura 3.15 k) 550 grados.

Simbología de los ejes de susceptibilidad principales:

- eje máximo (k_1),
- ▲ eje intermedio (k_2),
- eje mínimo (k_3).

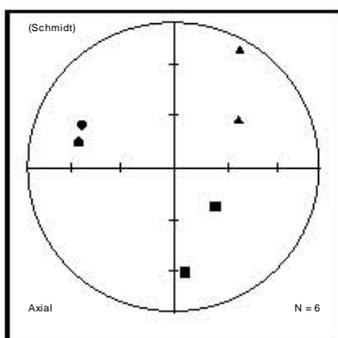


Figura 3.15 l) 600 grados.

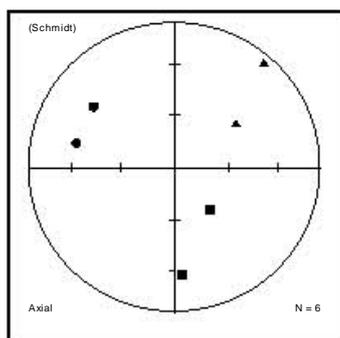


Figura 3.15 m) 650 grados.

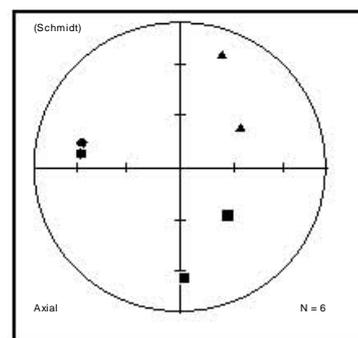


Figura 3.15 n) 700 grados.

En 20° C se notan los ejes k2 y k3 mezclados de los dos especímenes (mir3, mir14), mientras el eje k1 se ve agrupado. A los 100 grados se mueven los tres ejes, principalmente k3 y k2; a los 200° C cada eje se posiciona en un cuadrante. Con el ascenso de la temperatura se notan movimientos ligeros de cada eje. A los 450° C el eje k3 se agrupa más (figuras 3.15 i) – 3.15 m)) y así se mantiene hasta la temperatura final.

A continuación se presenta la posición de los ejes de susceptibilidad principal de cada espécimen de la unidad 2.

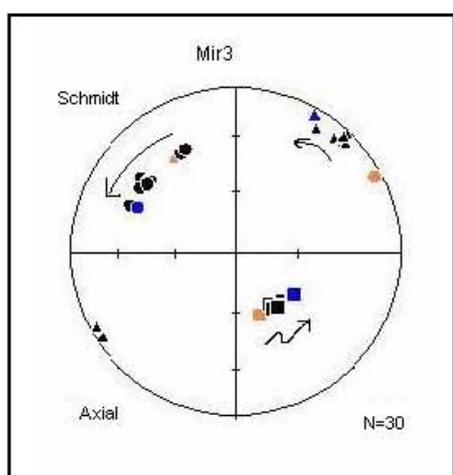


Figura 3.15 ñ) Mir3.

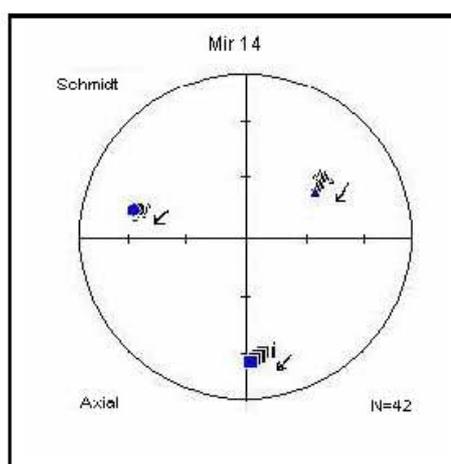


Figura 3.15 o) Mir14.

Observando cada espécimen por separado se ve que los ejes k2 y k3 del mir3 tienen más movilidad con el ascenso de la temperatura, mientras la muestra mir14 casi se mantiene en una posición constante.

Simbología de los ejes de susceptibilidad principales: ■ eje máximo (k1), ▲ eje intermedio (k2), ● eje mínimo (k3). Las flechas indican la trayectoria que siguió cada eje durante el calentamiento.

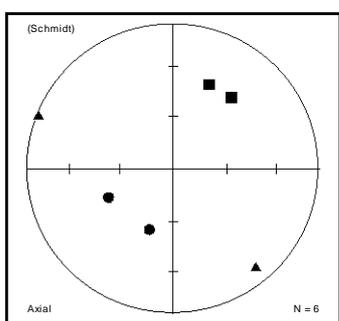
UNIDAD 3. Muestras 37 y 46.


Figura 3.16 a) 20 grados.

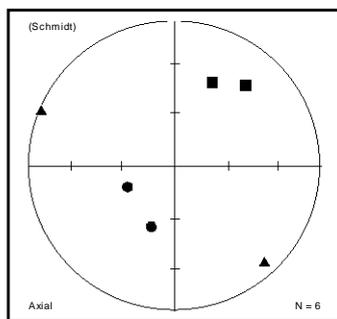


Figura 3.16 b) 100 grados.

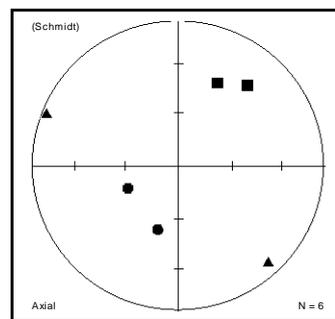


Figura 3.16 c) 150 grados.

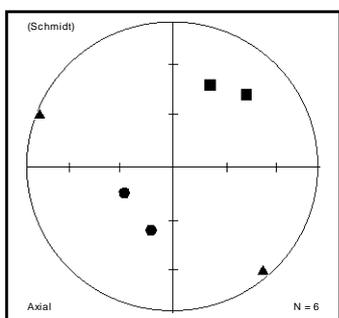


Figura 3.16 d) 250 grados.

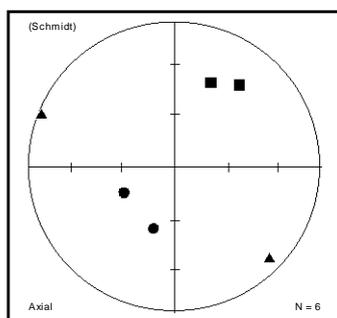


Figura 3.16 e) 300 grados.

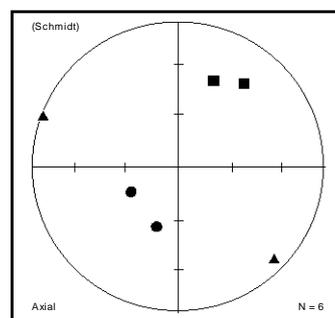


Figura 3.16 f) 350 grados.

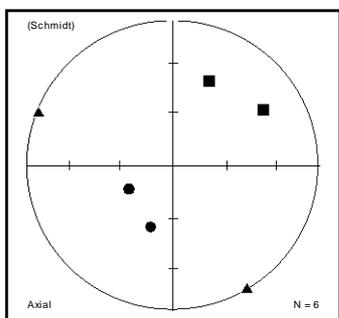


Figura 3.16 g) 400 grados.

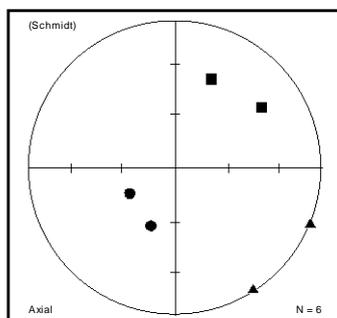


Figura 3.16 h) 450 grados.

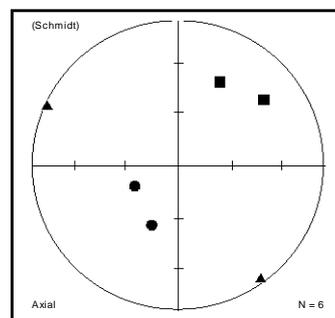


Figura 3.16 i) 500 grados.

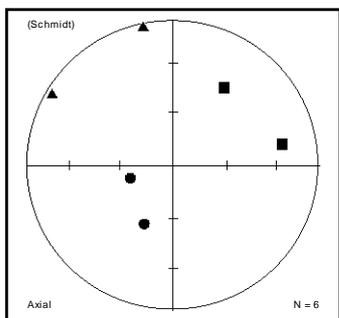


Figura 3.16 j) 550 grados.

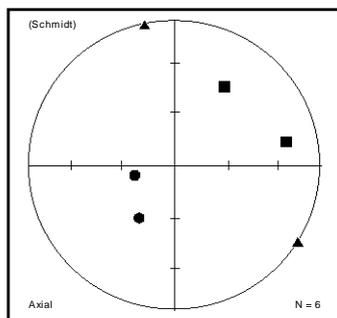


Figura 3.16 k) 600 grados.

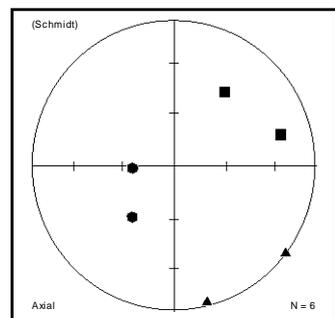


Figura 3.16 l) 650 grados.

Simbología de los ejes de susceptibilidad principales:

■ eje máximo (k_1), ▲ eje intermedio (k_2), ● eje mínimo (k_3).

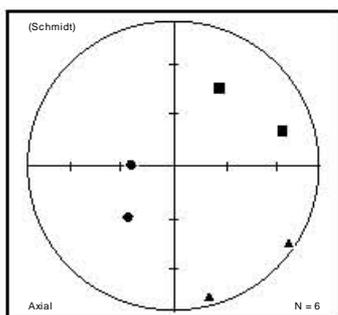


Figura 3.16 m) 700 grados.

(Figuras 3.16 a) – 3.16 m)). Entre los 20 y 350 grados los ejes principales se encuentran agrupados, el mejor agrupado es el eje k1. A partir de los 400° C se presenta un cambio en la dirección de los ejes, principalmente el k2.

Observando la figura 3.16 n) del espécimen mir 37, se observa que los tres ejes de susceptibilidad principales fueron modificando su posición dentro de la proyección según aumentaba la temperatura. En la figura 3.16 ñ) del espécimen mir46, los ejes k1 y k3 se mantuvieron mejor agrupados, aunque sí hubo cierta movilidad.

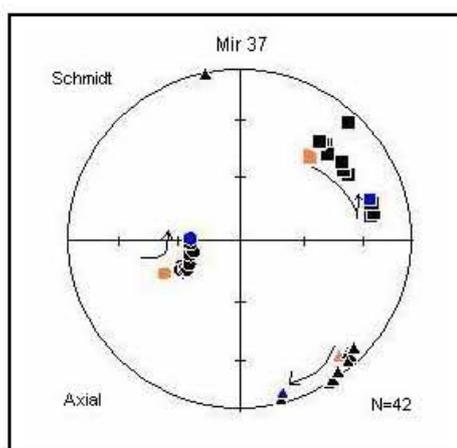


Figura 3.16 n) Mir37.

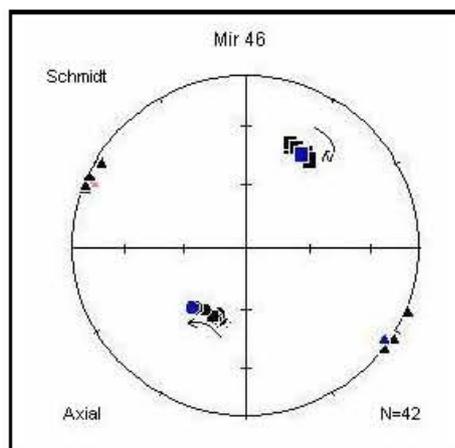


Figura 3.16 ñ) Mir46.

Simbología de los ejes de susceptibilidad principales: ■ eje máximo (k1), ▲ eje intermedio (k2), ● eje mínimo (k3). Las flechas indican la trayectoria de cada eje de susceptibilidad principal durante el calentamiento.

UNIDAD 4. Especímenes que forman la unidad 4: mir50 y mir69.

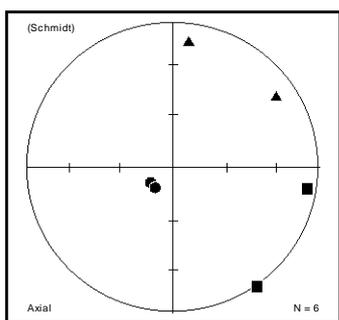


Figura 3.17 a) 20 grados.

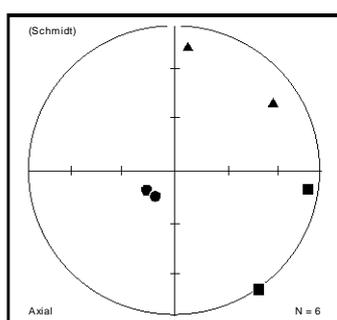


Figura 3.17 b) 100 grados

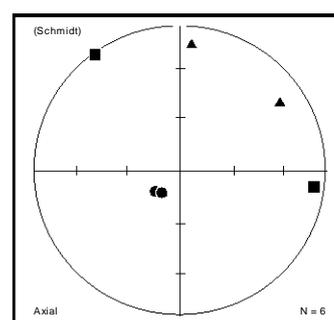


Figura 3.17 c) 150 grados.

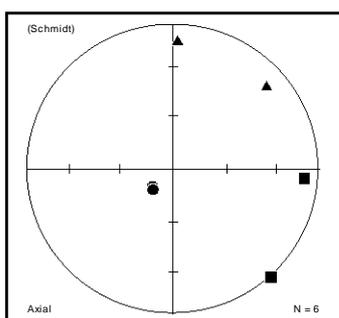


Figura 3.17 d) 200 grados.

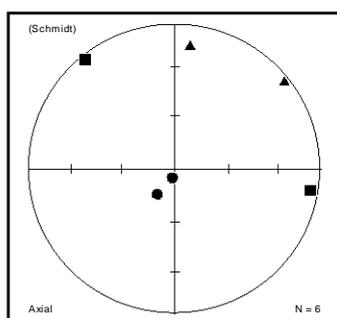


Figura 3.17 e) 250 grados.

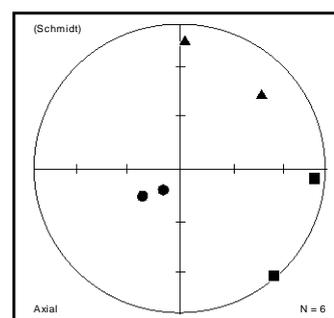


Figura 3.17 f) 300 grados.

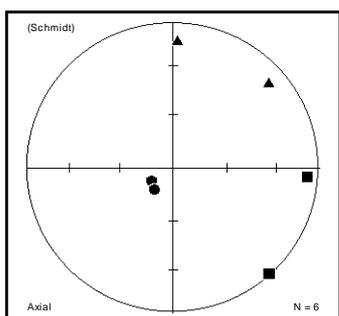


Figura 3.17 g) 350 grados.

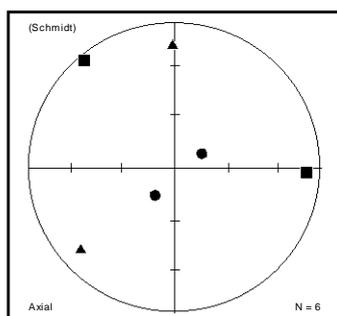


Figura 3.17 h) 400 grados.

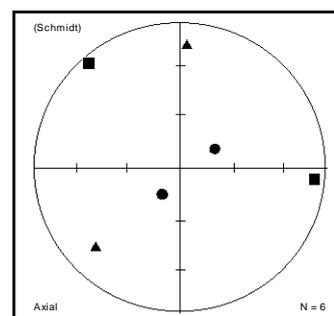


Figura 3.17 i) 450 grados.

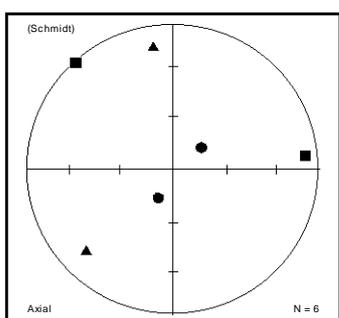


Figura 3.17 j) 500 grados.

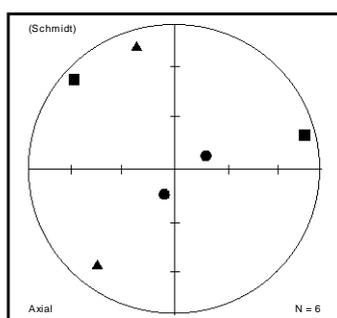


Figura 3.17 k) 550 grados.

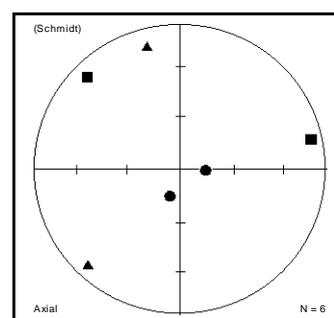


Figura 3.17 l) 600 grados.

Simbología de los ejes de susceptibilidad principales:

■ eje máximo (k_1), ▲ eje intermedio (k_2), ● eje mínimo (k_3).

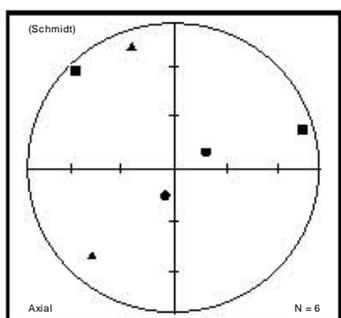


Figura 3.17 m) 650 grados.

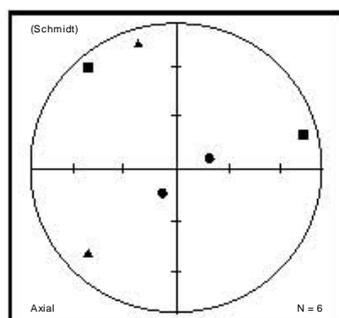


Figura 3.17 n) 700 grados.

(Figuras 3.17 a) – 3.17 l)). A temperatura ambiente se nota que el eje k3 está bien agrupado hasta los 350 grados. A partir de los 400° C se presenta la separación de los k3 de cada muestra, mientras los ejes k1 y k2 se dispersan más de su posición inicial.

A continuación se presenta la proyección de igual área para cada espécimen. Observando el espécimen mir69 se nota que su eje mínimo (k3) se mantiene en la misma posición a lo largo del proceso termal, mientras los demás se mueven gradualmente. En cambio el espécimen mir50 presenta cambios en la posición de sus tres ejes principales. En las dos proyecciones se observa que los ejes de susceptibilidad mínimos están ubicados cerca de la vertical de la proyección.

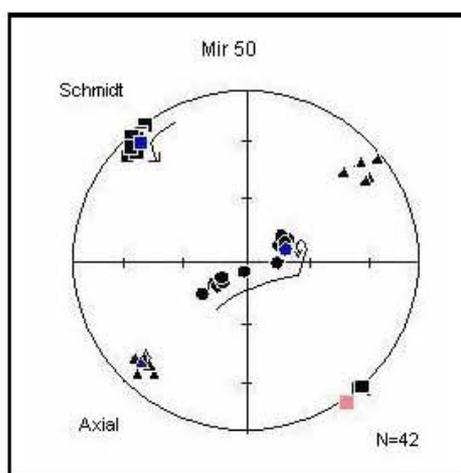


Figura 3.17 ñ) Mir50.

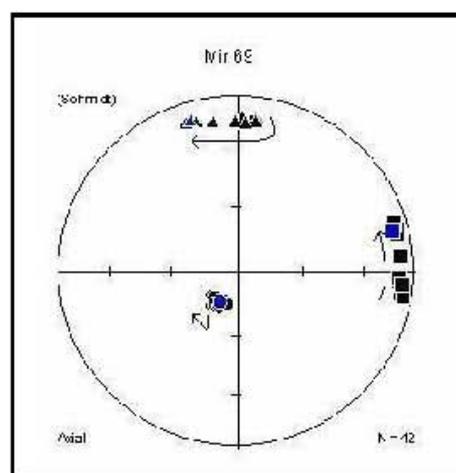


Figura 3.17 o) Mir69.

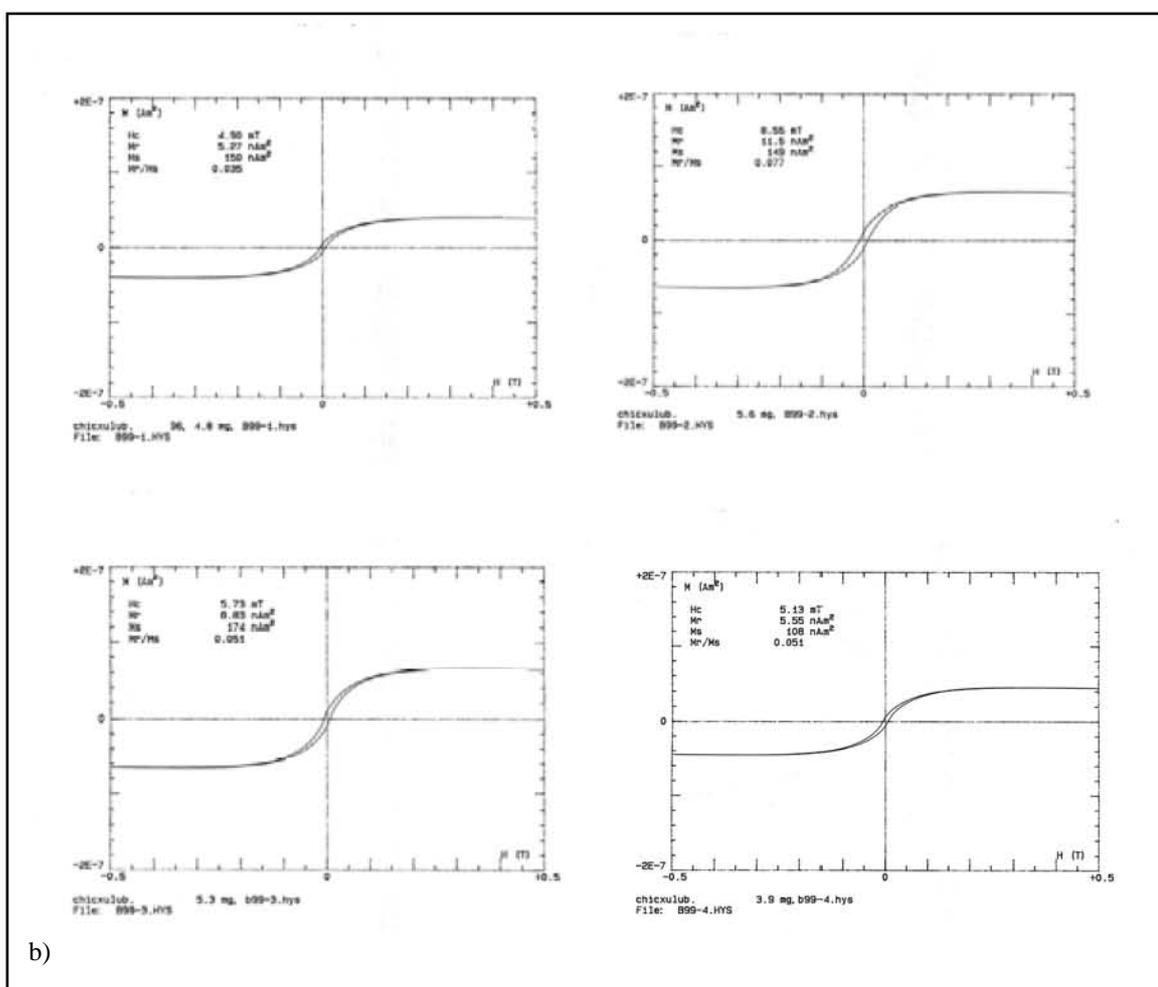
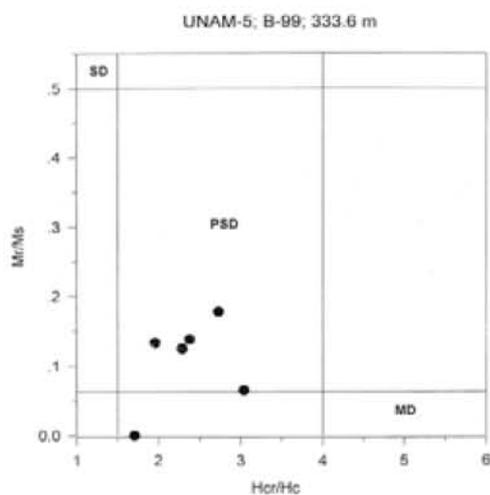
Simbología de los ejes de susceptibilidad principales: ■ eje máximo (k1), ▲ eje intermedio (k2), ● eje mínimo (k3). Las flechas indican la trayectoria que siguió cada eje durante el proceso térmico.

III.6.2 Mediciones de histéresis

En un intento de identificar las fases magnéticas que conforman la brecha de impacto tipo suevita, se separaron clastos de la brecha y se sometieron a experimentos en un micromagnetómetro AGFM en campos mayores a 1.4 Tesla. Los parámetros de histéresis (magnetización de remanencia M_r , magnetización de saturación M_s , y fuerza coercitiva H_c) fueron calculados después de la corrección de la contribución paramagnética. La coercitividad de remanencia (H_{cr}) fue determinada aplicando un campo magnético opuesto con incrementos en forma progresiva después de haber llegado a la saturación. Las gráficas de los ciclos de histéresis se muestran en las figuras 3.18, 3.19, 3.20; las curvas son casi simétricas en todos los casos, probablemente reflejan rangos restringidos de coercitividades de mineral opaco. Con relación a las proporciones de los parámetros de histéresis, las muestras caen en la región de tamaño de grano de pseudo dominio sencillo. Las muestras tienen profundidades de 333.6 m, 413.51 m y 481.71 m respectivamente.

La figura 3.21 muestra curvas de adquisición de magnetización remanente isoterma (IRM) que indica que la saturación se alcanzó en campos moderados de 100 a 200 mT, donde algunas espinelas son portadoras de remanencia (probablemente titanomagnetita). El intervalo de profundidad de estas muestras es de 471.05 a 471.17 m. En la tesis de Rebolledo Vieyra (2001) también se muestran ciclos de histéresis y diagramas de Day, pertenecientes a clastos individuales provenientes de la brecha tipo suevita del mismo pozo (UNAM-5) donde los clastos analizados también tienen un comportamiento de pseudo dominio sencillo.

a)



b)

Figura 3.18 a) Diagrama de Day, las muestras se encuentran dentro de la región de pseudo dominio sencillo. (PSD). b) ciclos de histeresis de diferentes muestras. Pertenecientes a núcleos del pozo UNAM-5 con una profundidad de 333.6 m.

a)

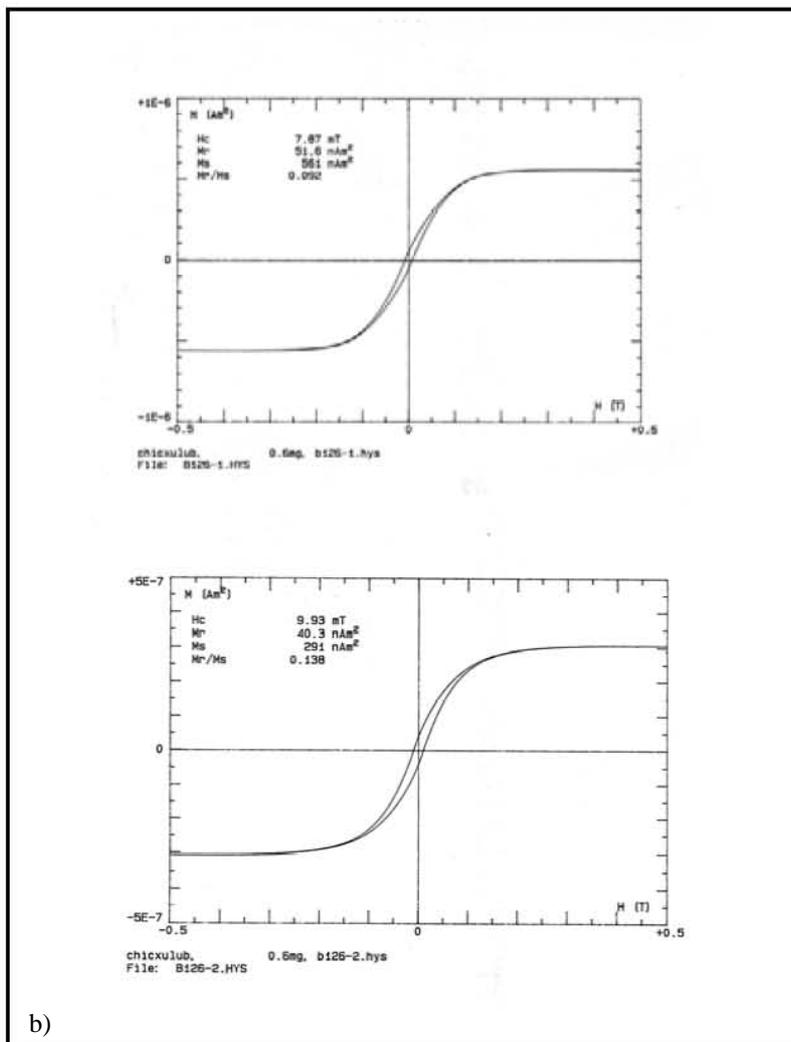
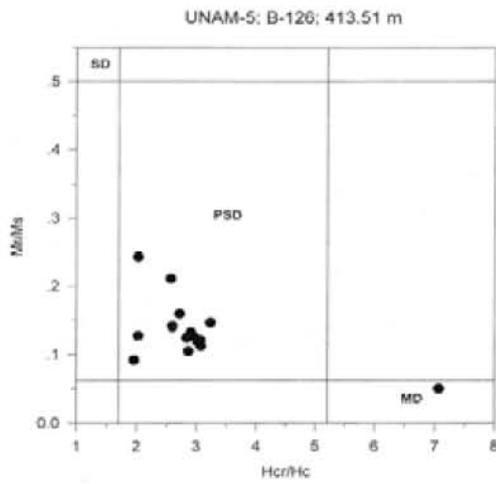


Figura 3.19 a) Diagrama de Day, las muestras presentan pseudo dominio sencillo (PSD) y b) Ciclos de histeresis de muestras con una profundidad de 413.51 m del pozo UNAM-5.

a)

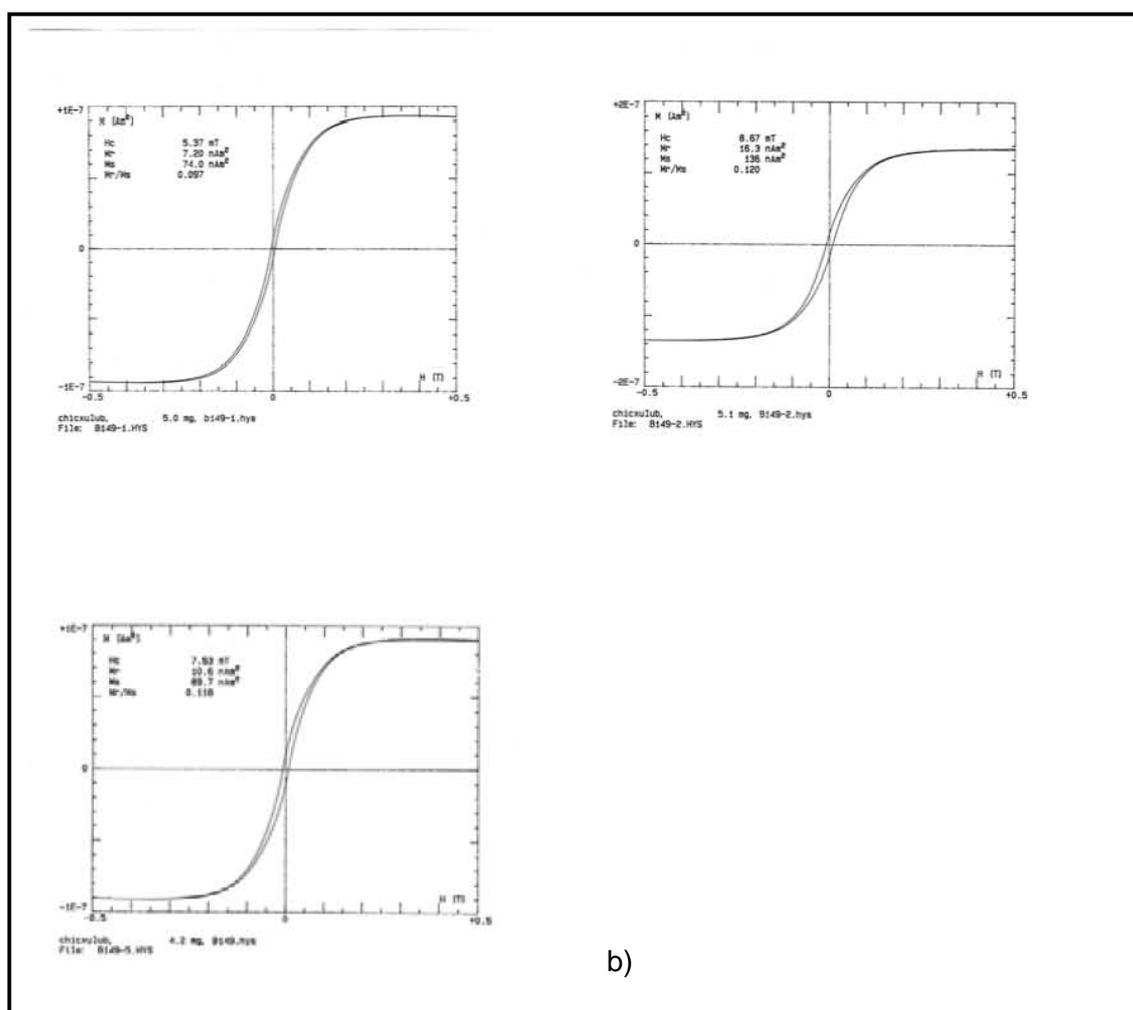
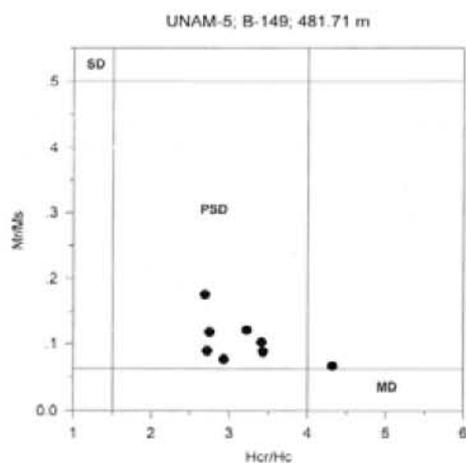


Figura 3.20 a) Diagrama de Day, las muestras presentan pseudo dominio sencillo (PSD). b) Ciclos de histéresis de diferentes muestras; obtenidos a una profundidad de 481.71 m, del pozo UNAM-5.

a)

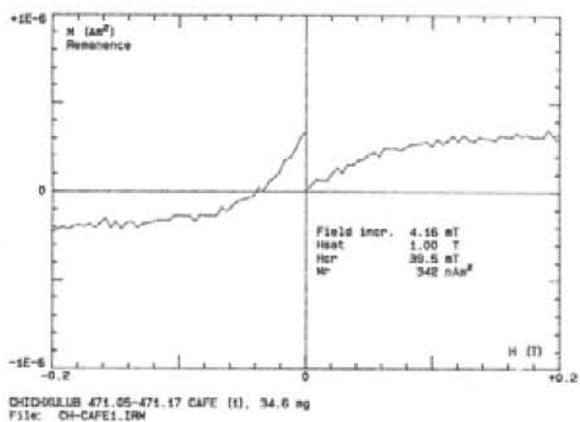
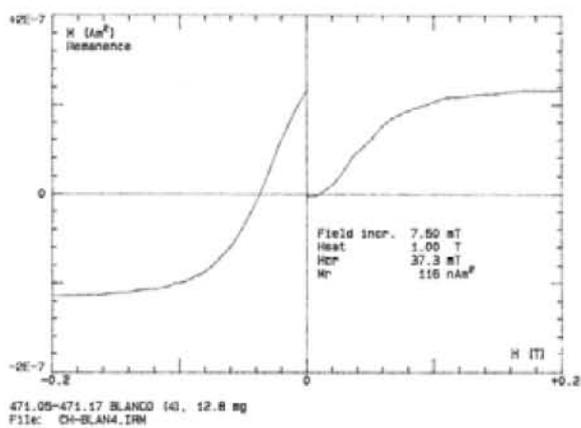
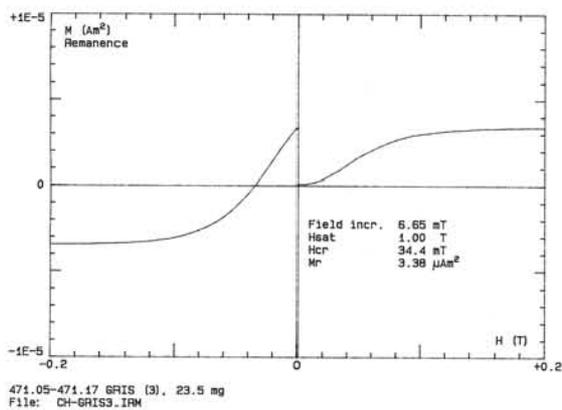


Figura 3.21 a) Curvas de adquisición de magnetización remanente isotermal (IRM). Muestras del pozo UNAM-5 (471.05-471.17 m).

III.7 Representación de la NRM

3.7.1 Introducción

Se sabe de observaciones magnéticas y estudios paleomagnéticos que el campo magnético promedio terrestre se aproxima normalmente a un dipolo alineado con el eje de rotación de la tierra y que las inversiones del campo se dan en intervalos irregulares. Existen largos intervalos de tiempo en que la polaridad permanece constante, llamados Supercrón de polaridad o intervalos de quietud. El registro de quietud mejor estudiado es el intervalo de quietud Cretácico (118 a 82 Ma), el anterior es el Pérmico-Carbonífero (320 a 250 Ma) está menos documentado por la carencia de piso marino de esa edad. (Loper y McCartney, 1990). Ha habido investigaciones controversiales donde las hipótesis unen las inversiones geomagnéticas a extinciones y colisiones de objetos extraterrestres con la tierra (Muller y Morris, 1986; Jacobs, 1984 citado en Merrill y McFadden, 1988). Sin embargo, no se sabe exactamente a qué obedecen las inversiones del campo.

En estudios paleomagnéticos para muestras de núcleos de brecha en la estructura del Chicxulub se ha registrado su magnetización natural remanente (NRM), su intensidad y dirección. La inclinación de la NRM de un fragmento de brecha del Yucatán-6 muestra inclinación casi vertical ($>80^\circ$) y otro fragmento de brecha, del mismo pozo, la presenta casi horizontal ($\sim 5^\circ$), estas direcciones contrastantes pueden reflejar el carácter multivectorial natural de la NRM (Urrutia et al; 1994). La inclinación promedio de NRM característica, de muestras de roca fundida y brecha, está en un intervalo de -40 a -45 grados, que corresponden a una polaridad inversa (Urrutia et al, 1994). Análisis de Ar/Ar en rocas fundidas del Y-6 presentan una edad estimada de cristalización de 65.2 ± 0.4 Ma (Sharpton et al, 1992; Urrutia, 1994); este fechamiento está cerca del promedio de edades (65.01 ± 0.08 Ma) de roca fundida obtenidas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre tectitas vidriosas de Beloc, Haití y Arroyo el Mimbral, al noreste de México (Swisher, et al, 1992) y se hizo una comparación con la escala geomagnética de tiempo de LaBreque et al (1997) que muestra el cron de polaridad inversa correspondiente al cron 29R fechado con Ar/Ar (65.37 a 64.65 Ma), también dice que la Inclinación remanente característica observada está de acuerdo con la esperada de la ruta polar aparente de Norte América (Irving e Irving, 1982, Van der Voo, 1990, Urrutia et al, 1994).

Urrutia et al (1994) mencionan que la magnetización característica estable para rocas fundidas puede ser interpretada como resultado del calentamiento por impacto en el tiempo de la formación del cráter de impacto. Es esencialmente univectorial, estable para desmagnetización por campos alternos (AF), reside en la titano-magnetita de dominio sencillo o pseudo dominio sencillo y la polaridad, edad y paleolatitud son consistentes con el límite K-T.

III.7.2 Histogramas de la inclinación de la NRM.

Para los especímenes obtenidos de los núcleos del pozo UNAM-5 se midió la NRM en un magnetómetro JR6, se obtuvo su inclinación, declinación e intensidad para cada unidad. El promedio aritmético de la inclinación para todos los especímenes analizados es de -36.97° . Y para cada unidad también se obtuvo sólo la media aritmética de la inclinación.

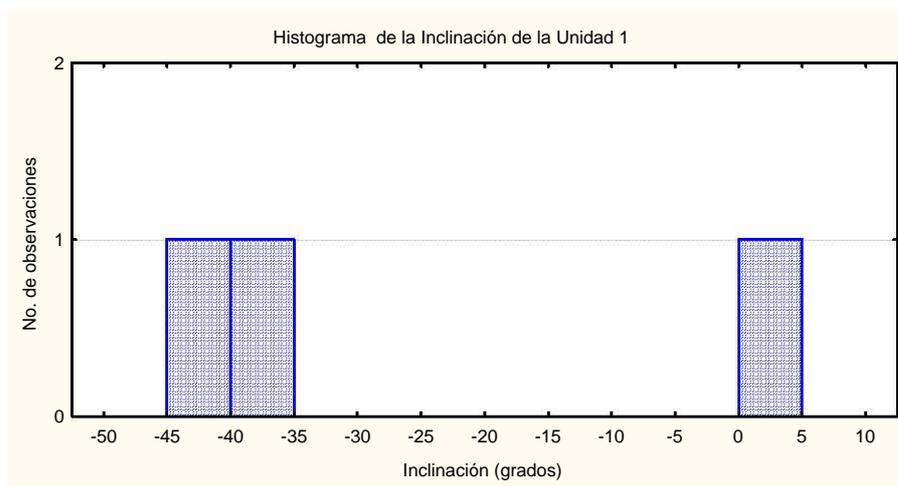


Gráfico 3.7.2.1

El histograma (gráfico 3.7.2.1) de inclinación muestra que los datos se encuentran entre -45° y 5° grados, la inclinación promedio para esta unidad es de -38° , sin el valor positivo; con éste valor es de -23.66° . El siguiente histograma corresponde a la unidad 2 (gráfico 3.7.2.2), que muestra que la mayor cantidad de datos se encuentra en el intervalo $(-50^\circ, -30^\circ)$ de inclinación negativa, un solo dato es positivo. La inclinación promedio es -35.47° .

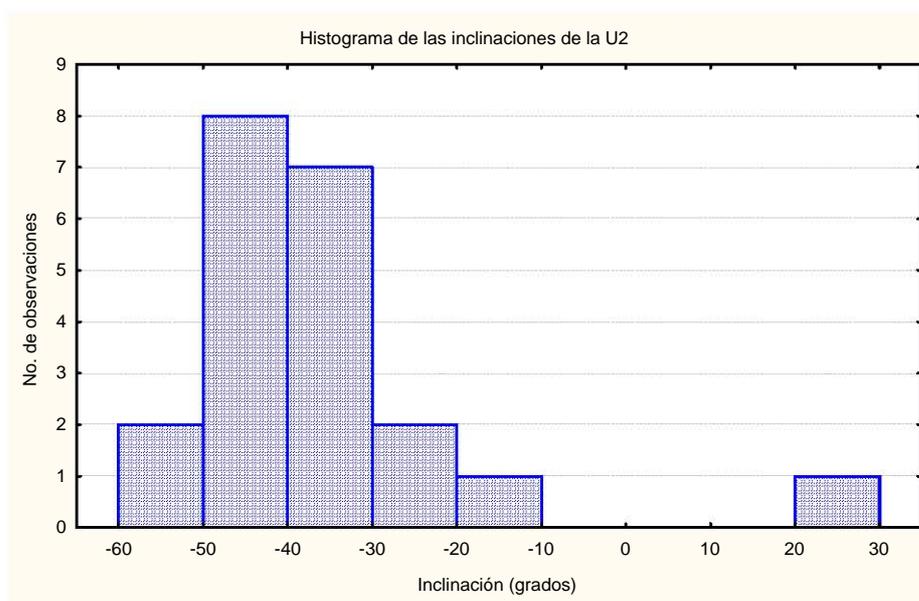


Gráfico 3.7.2.2

El histograma (gráfico 3.7.2.3), correspondiente a los datos de la unidad 3, presenta una inclinación promedio de -38.91° .

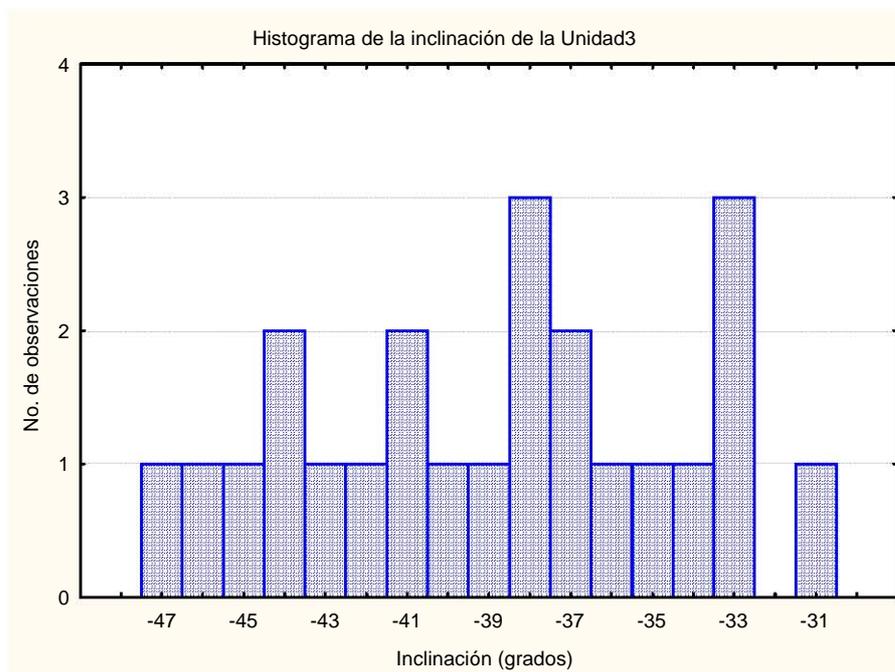


Gráfico 3.7.2.3

El histograma (gráfico 3.7.2.4) muestra una concentración de los datos entre -45 y -30 grados y la inclinación promedio es de -35.4° .

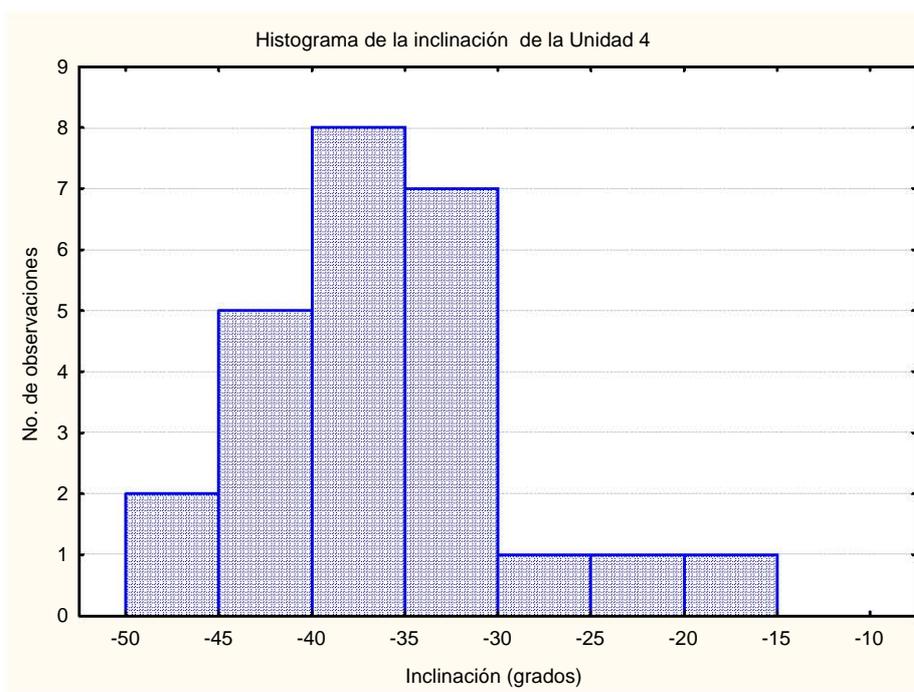


Gráfico 3.7.2.4

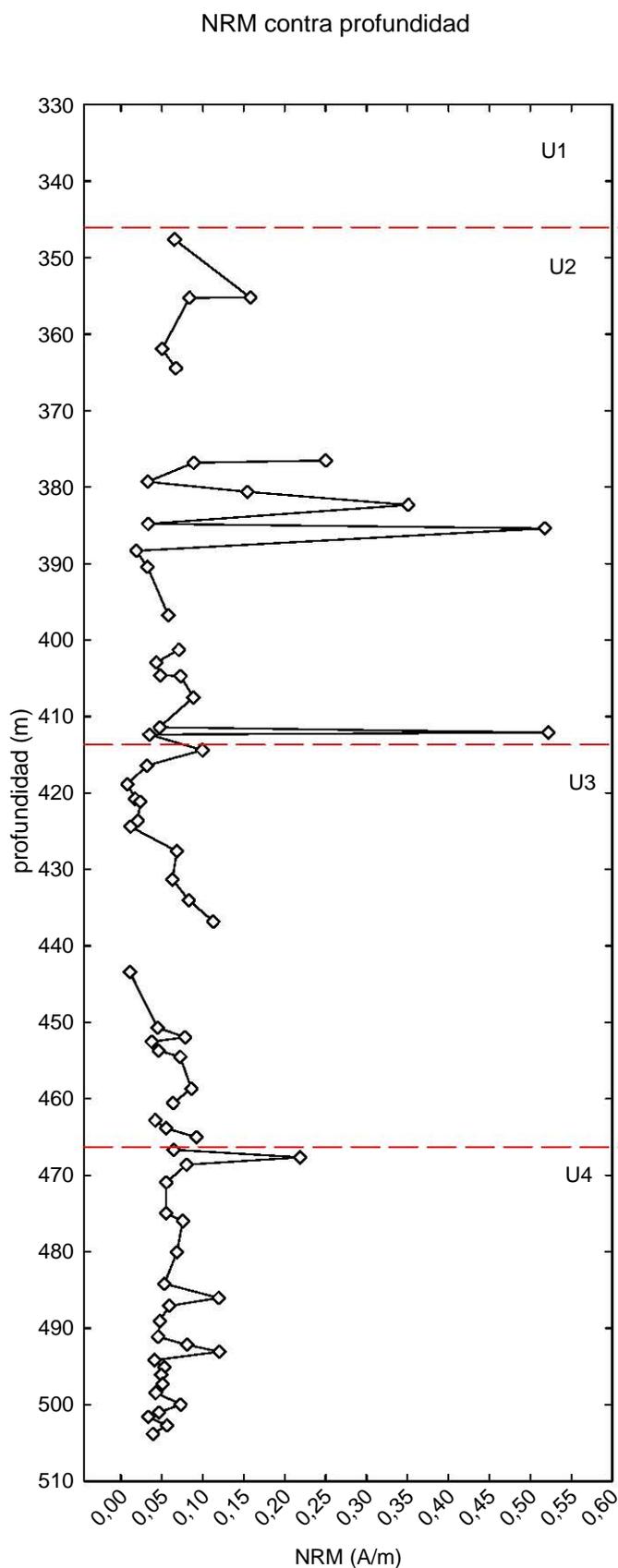


Gráfico 3.7.2.5

El gráfico 3.7.2.5 muestra la intensidad de la magnetización contra la profundidad.

La unidad 1 no se observa en este gráfico porque sus valores son muy pequeños, su comportamiento se puede observar en el gráfico 3.7.2.5b) de la página siguiente.

La NRM de la unidad 2 se nota muy variable a partir de los 347.05 m hasta casi los 400 m. las últimas muestras de ésta unidad se comportan regularmente.

La unidad 3 presenta valores más uniformes en el intervalo de 0 a 0.15 A/m; se encuentra dividida en dos partes, ambas muestran una tendencia ascendente.

La unidad 4, en general, presenta un comportamiento regular, con algunos valores sobresalientes y varía entre 0.02 y 0.10 A/m, sin contar con éstos picos.

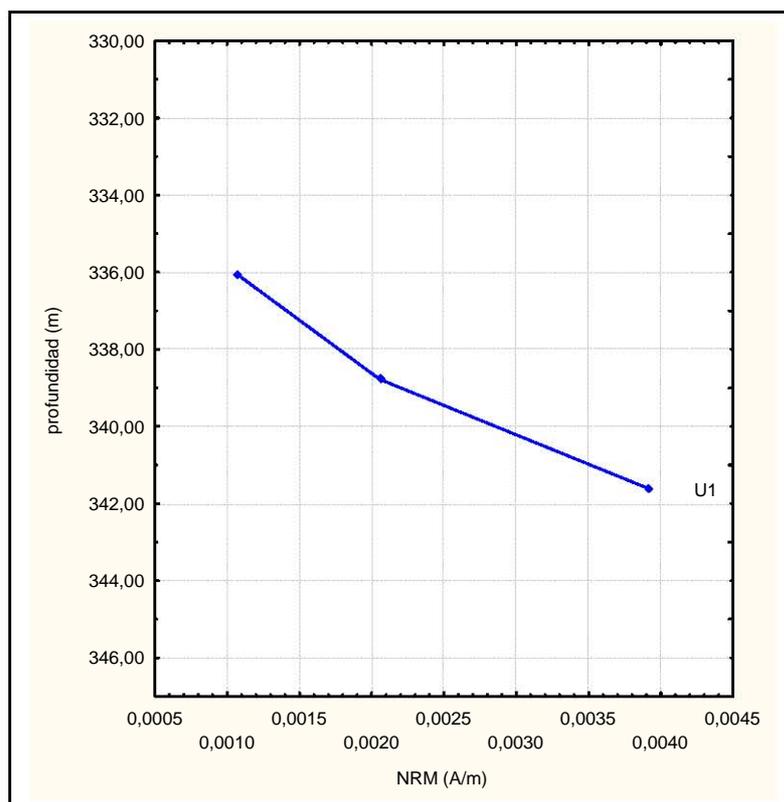


Gráfico 3.7.2.5 b)

En este gráfico se puede observar que los datos correspondientes a la unidad 1 de la NRM son muy pequeños, por lo que no aparecen en el gráfico anterior, se nota un incremento en la intensidad de la NRM conforme aumenta la profundidad.

III.8 Efecto de borde en los especímenes seleccionados

Los especímenes seleccionados para realizar la disminución de las aristas fueron los más grandes: mir13, mir18, mir33, mir35 y mir74. A continuación se presenta la tabla 5, donde se muestran sus características físicas como peso y volumen, antes y después de la reducción de sus aristas.

Tabla 5. Especímenes seleccionados para la evaluación del efecto de borde

| especímen | Originales (sin reducción) | | Reducidos en las aristas | |
|-----------|----------------------------|----------------------------|--------------------------|----------------------------|
| | Peso (gramos) | Volumen (cm ³) | Peso (gramos) | Volumen (cm ³) |
| Mir13 | 15.05 | 10.02 | 14.71 | 7.1 |
| Mir18 | 16.21 | 9.464 | 16.11 | 7.1 |
| Mir33 | 16.91 | 10.225 | 16.29 | 7.084 |
| Mir35 | 16.19 | 9.8 | 16.05 | 8.212 |
| Mir74 | 18.18 | 8.40 | 18.04 | 7.5 |

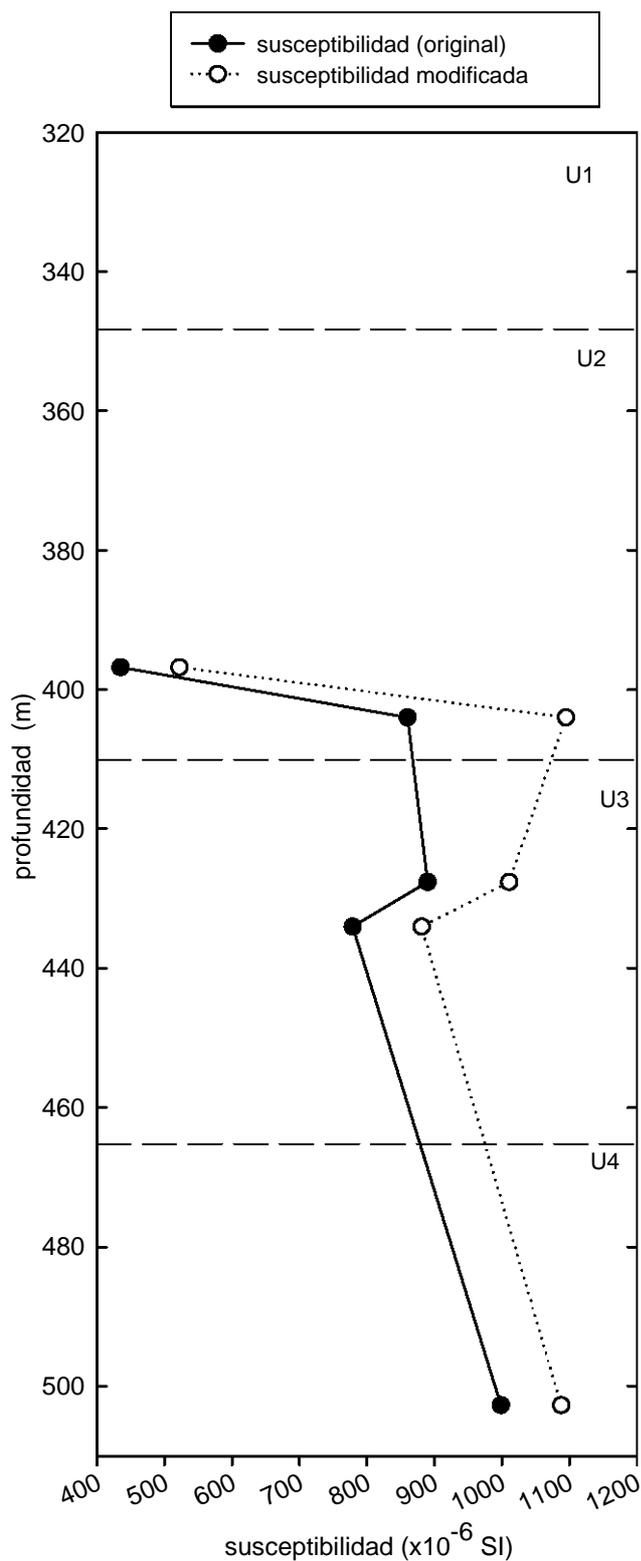
Inspección de los parámetros de AMS

Gráfico 3.8.1 Susceptibilidad contra profundidad de muestras originales y con reducción en las aristas, los símbolos que las representan son círculos negros y blancos respectivamente.

En el gráfico anterior (3.8.1) se ve que la susceptibilidad primaria se incrementó, lo que tal vez pueda significar una medición más exacta de la susceptibilidad cuando los especímenes tienen las orillas redondeadas, pues se causa menos error al medirlas.

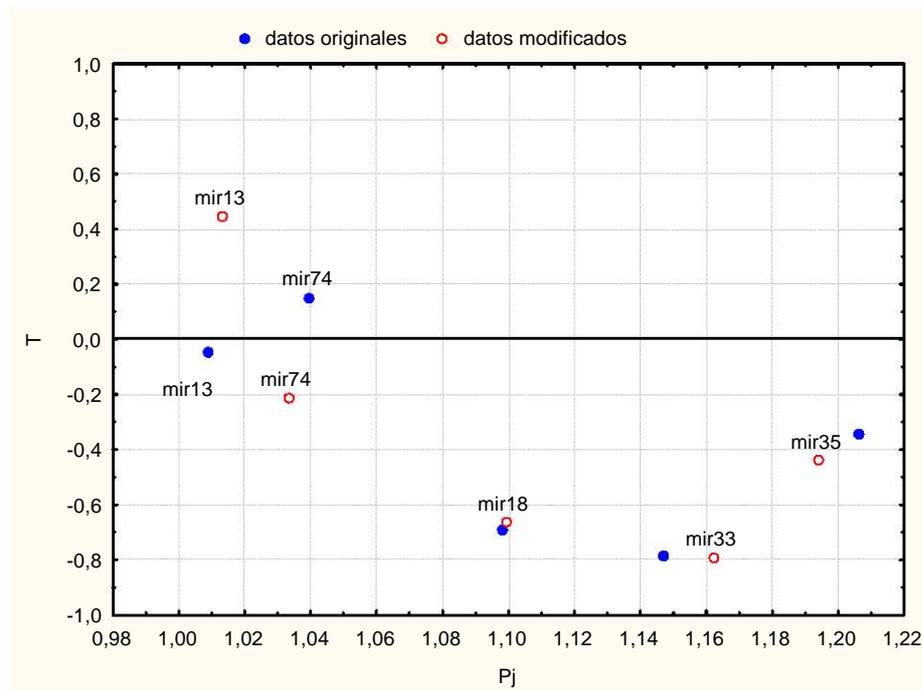


Gráfico 3.8.2 Grado de anisotropía corregida contra T de muestras con reducción en las aristas; la mayoría de las muestras están en el área prolada.

el grado de anisotropía corregida se modificó, aumentando o disminuyendo, en todos los especímenes reducidos al compararlos con las mediciones iniciales. También varió el parámetro de forma T, en dos casos cambió de la forma oblada a la prolada y viceversa. Los círculos rellenos representan los datos originales sin reducción y los círculos sin relleno reducciones.

En la página siguiente se presenta el gráfico 3.8.3, de Lineación contra Foliación, al igual que el gráfico anterior se ve que la lineación es más notoria, sugiriendo un forma prolada. Los valores originales están representados por círculos rellenos y los datos en forma de cuadrado representan los datos de los especímenes con las aristas redondeadas. Las muestras mir13 y mir74 muestran un comportamiento contrario, mientras una se ubica por encima de la línea del gradiente unitario, la otra se presenta por debajo de esta, al hacer la reducción de sus aristas su comportamiento es opuesto al inicial. Esta conducta también se presenta en el gráfico 3.8.2.

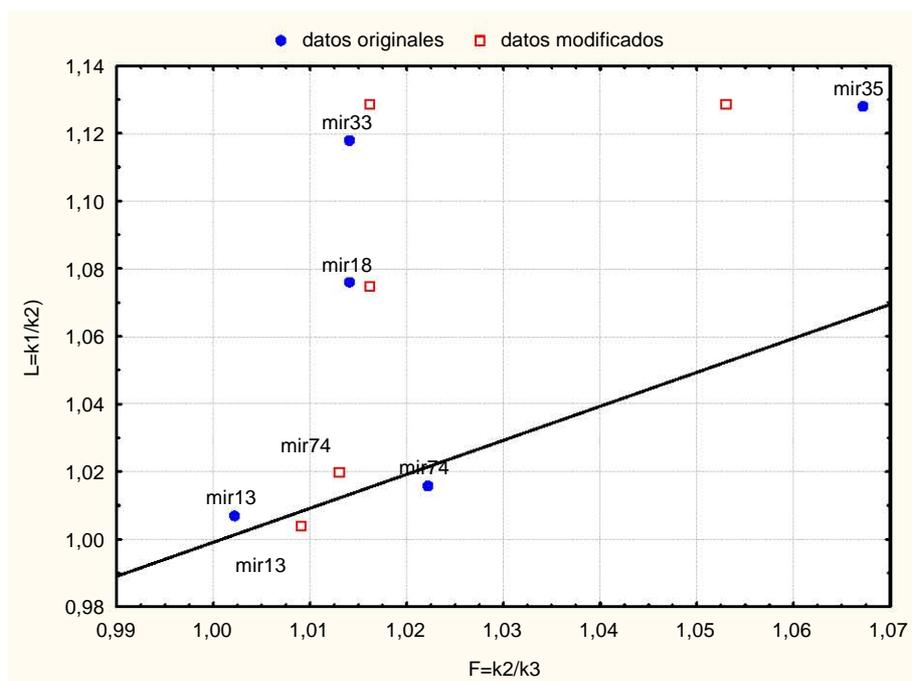


Gráfico 3.8.3 Lineación contra Foliación de muestras con reducción en las aristas. Los círculos representan los datos originales y los cuadrados los ya modificados. Se nota que la Lineación domina.

En el gráfico 3.8.4 se nota que P_j aumenta en los primeros tres datos mientras que en los últimos disminuye. El parámetro de forma T muestra movilidad hacia la parte positiva de éste parámetro en los primeros dos datos y los dos últimos datos muestran una disminución de la parte prolada, el valor central (mir33) se mantiene en la misma posición.

En el gráfico 3.8.5, se nota que la Lineación disminuye en los dos primeros datos y después aumenta en los últimos. La Foliación se incrementa en los tres primeros valores y disminuye en los últimos. Ambos gráficos se muestran en las páginas siguientes.

La disminución en los bordes de los especímenes seleccionados afecta a todos los parámetros de AMS, sin embargo la variación en algunos casos no es muy grande, por lo que se puede decir que el efecto de borde en estos especímenes es mínimo, pero importante al medir las muestras; A continuación se presentan las proyecciones ortográficas de Schmidt de cada muestra, en su posición original y su nueva posición después de la reducción.

Grado de anisotropía corregida y parámetro de forma contra profundidad

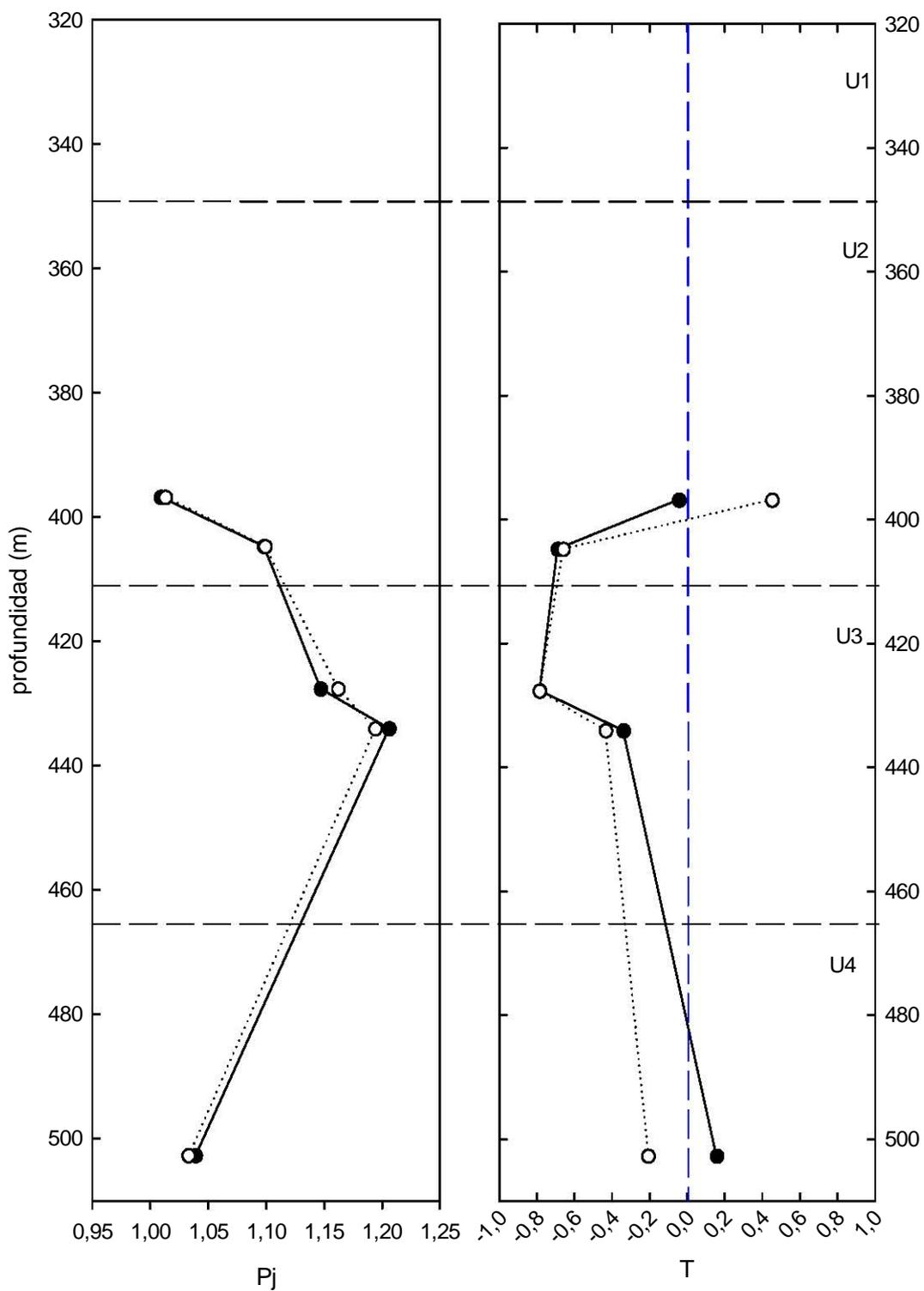


Gráfico 3.8.4 Grado de anisotropía y parámetro de forma contra profundidad. Los círculos negros representan los valores originales; los círculos en blanco representan los datos de los especímenes con las aristas reducidas.

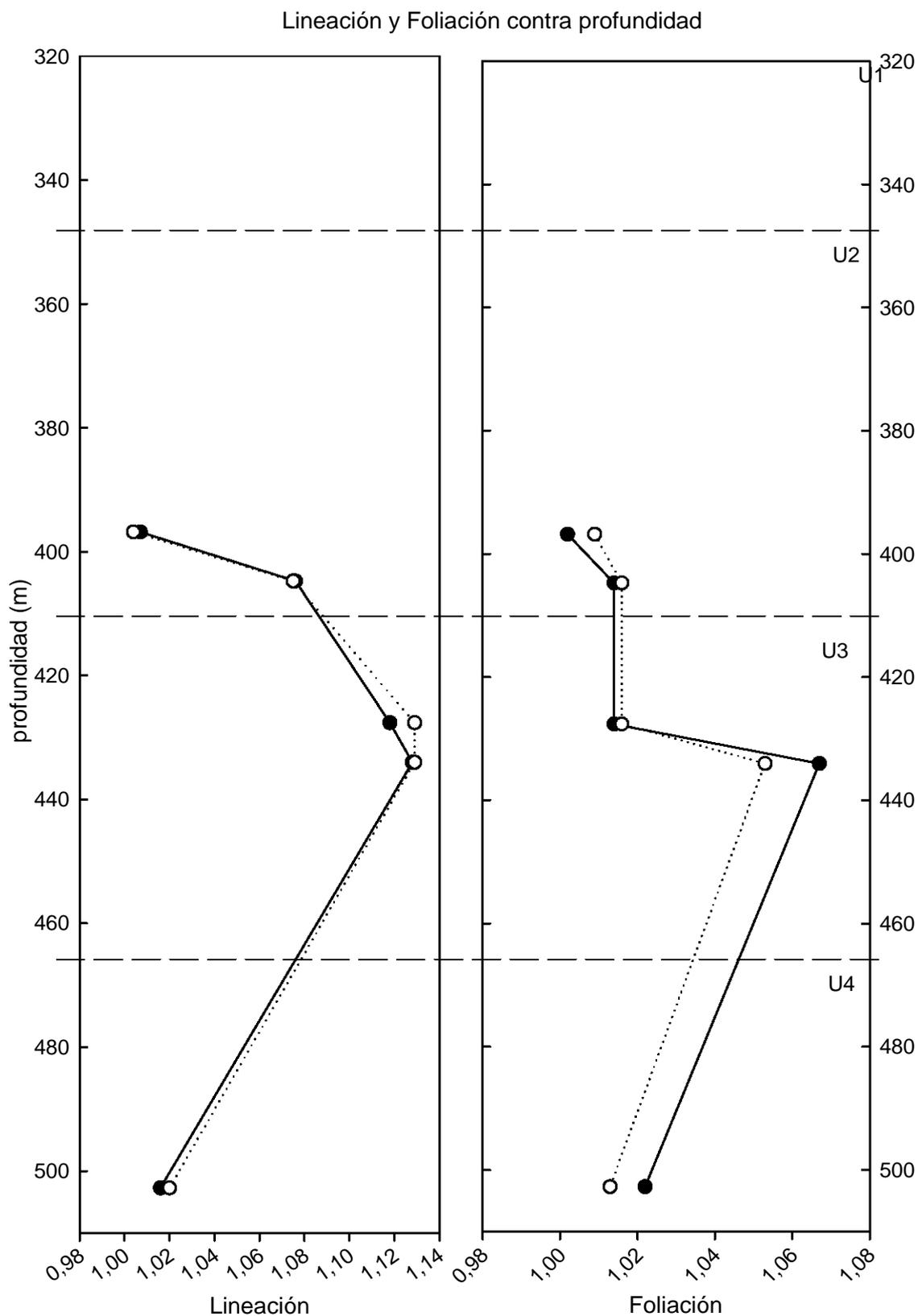


Gráfico 3.8.5 Foliación y Lineación contra profundidad. Los círculos rellenos representan los datos originales, los círculos en blanco muestran los datos de los especímenes con las aristas reducidas.

Proyecciones ortográficas de igual área

En color negro se muestran las posiciones originales de cada muestra y en rosa se observa la posición final de los ejes principales, después de la reducción de las aristas de las muestras.

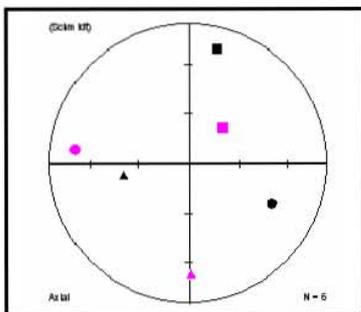


Figura 3.22, mir13

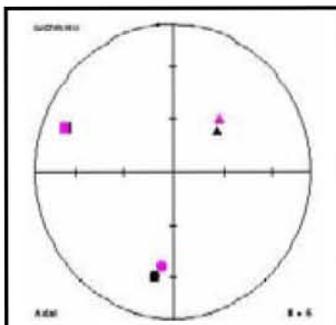


Figura 3.23, mir18

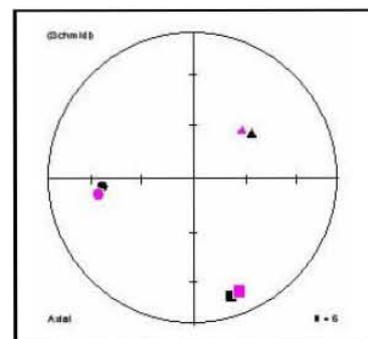


Figura 3.24, mir33

La figura 3.22 (mir13) presenta gran movilidad de las posiciones iniciales de los tres ejes de susceptibilidad principal. En la figura 3.23 (mir18) se nota todo lo contrario, es decir, las posiciones de los ejes k_1 , k_2 y k_3 sufrieron poca movilidad. La figura 3.24 (mir33) presenta sus posiciones casi constantes de los ejes principales.

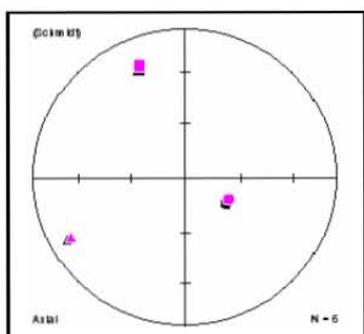


Figura 3.25, mir35.

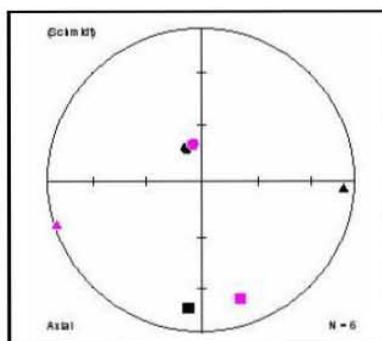


Figura 3.26, mir74.

La figura 3.25 (mir35) presenta casi las mismas posiciones de sus tres ejes principales. La figura 3.26 (mir74) presenta mayor movilidad del eje máximo y el intermedio; el eje mínimo (k_3) muestra muy poco movimiento.

CAPÍTULO IV

DISCUSIÓN

En la implementación del método de la AMS se usaron los parámetros de Lineación (L), Foliación (F), Grado de anisotropía corregida (Pj), parámetro de forma (T) y susceptibilidad (K). que son los más usados; la L y F nos muestran la forma del elipsoide de susceptibilidad al igual que T, éstos no están acotados como T, pero se usaron como un medio para corroborar las mediciones con T, y además al graficarlos contra la profundidad se ve más clara la dirección de cada eje principal. Con respecto a T, al graficarlo contra la profundidad se tiene una mejor visión de la obladez y proladez a lo largo de la columna de las brechas estudiadas.

En un **análisis inicial general** se observa que en el gráfico 3.5.1 a) se ve que la susceptibilidad varía de $(0,2000) \times 10^{-6} \text{SI}$; a partir de los 450 m hasta los 503.90 m la K se incrementa aproximadamente desde los $(700, 1500) \times 10^{-6} \text{SI}$.

Entre los 412m y los 464 m aproximadamente (correspondientes a la U3) se da este cambio en la intensidad de la K; mientras el grado de anisotropía contra T muestra que la mayoría de los datos están entre 1 y 1.1 unidades, sugiriendo que el material de las brechas es uniforme, es decir está formado o pertenece al material del mismo lugar, también estos valores sugieren un comportamiento parecido al de las rocas sedimentarias o volcánicas según la literatura. También se notan valores de $P_j \geq 1.2$ hasta 2. El parámetro de forma T muestra una fábrica que cambia de prolado a oblado a lo largo de toda la columna, no se nota realmente una definición de la forma (gráfico 3.5.7), sólo se nota una agrupación mayor de oblados a partir de los 450 m; mientras otra agrupación sugiere una forma prolada entre los 330 a 440m; al graficar T contra la profundidad tampoco se observa una forma definida a lo largo de la columna. Los parámetros L y F contra profundidad muestran que los ejes de susceptibilidad mínima y máxima presentan agrupamientos a partir de los 450 m (U3C) y mayor dispersión de los mismos a partir de los 412 hasta los 445 m aproximadamente.

El gráfico 3.5.8 muestra que los ejes k1 y k3 de inclinación contra profundidad se comportan de manera contraria. El eje k1 muestra grados $>45^\circ$ de inclinación en las primeras dos unidades y en las unidades U3 y U4 inclinaciones $<45^\circ$; la inclinación del eje k3 se comporta de manera inversa, sugiriendo que el eje k3 se agrupa cerca del centro de la proyección mientras el k1 se encuentra distribuido alrededor del borde de ésta, todo esto en las últimas dos unidades; En las U1 y U2 el comportamiento es el contrario, por lo que se graficaron sus proyecciones ortográficas por unidades y separando los ejes principales,

estas mostraron los mejores agrupamientos de los ejes k_1 y k_3 en las unidades U3 y U4; la U1 tiene pocas muestras, sin embargo los ejes principales se encuentran bien definidos, esto podría deberse a una mejor orientación de los granos minerales, posiblemente debida al campo magnético, ya que esta unidad de brechas es la más somera respecto de las demás, y su susceptibilidad es muy baja; sin embargo, sólo se especula ya que hacen falta más muestras, pruebas y análisis de esta parte de las brechas. En la figura 4.1 se pueden observar las proyecciones de cada unidad.

Para un análisis más profundo del material a estudio se hizo una **inspección por unidades**. La U1 presenta incremento en la K (gráfico 3.5.1.1) conforme se aumenta en profundidad, ésta varía de 200 a 1600×10^{-6} SI, mientras el parámetro de forma T muestra valores muy cercanos al área neutra y el Pj es bajo (<1.1) (gráfico 3.5.1.3).

La U2 se encuentra dividida en dos subunidades (U2A y U2B), la K presenta una amplia variación ($300-1400 \times 10^{-6}$ SI), además de una disminución en el intervalo del cambio de una subunidad a otra (gráfico 3.6.1.4). Los gráficos de L contra F (gráfico 3.5.1.5) y T (gráfico 3.5.1.6) presentan una forma prolada para la mayoría de los datos. El Pj muestra valores entre 1.01 y 1.1, sugiriendo un comportamiento parecido al de las rocas ígneas y sedimentarias.

La U3 se divide en tres subunidades (U3A, U3B, U3C); la K muestra una tendencia descendente ($200-1000 \times 10^{-6}$ SI) en las dos primeras subunidades, mientras en la U3C ésta varía de 800 a 2000×10^{-6} SI y se comporta en forma descendente conforme se incrementa la profundidad (gráfico 3.5.1.7). La L contra F y T contra Pj presentan una mayor cantidad de datos donde la forma prolada parece estar más desarrollada y estos mismos parámetros muestran que la forma oblada y la foliación se desarrollan más en la última subunidad. El Pj se mantienen entre 1 y 1.1 sugiriendo un comportamiento semejante al que se presenta en la literatura en rocas volcánicas y sedimentarias (gráficos 3.5.1.8 y .9).

La U4 se divide en dos subunidades (U4A, U4B); la K es mayor que en las unidades anteriores fluctúa entre $700-1600 \times 10^{-6}$ SI (gráfico 3.5.1.10), en esta unidad la F está más desarrollada que la L (gráfico 3.5.1.11), lo que se confirma con el gráfico 3.5.1.12 de T contra Pj, sugiriendo una forma más oblada de los elipsoides de susceptibilidad en esta unidad, en el mismo gráfico Pj se observa entre 1.0 y 1.05 que parece comportarse como lo hacen las rocas sedimentarias según la literatura.

El análisis por unidades mostró que las dos primeras secciones y las subunidades U3A y U3B tienen una forma ligeramente más prolada, mientras la U3C y U4 se muestran ligeramente más obladas; sin embargo no se nota una definición de esta división; la susceptibilidad es mayor a partir de los 450 m aproximadamente, relacionándose con el cambio de forma, es decir, abarca la U3C y la U4. (Fig.4.2)

Los experimentos térmicos de las muestra seleccionadas (mir76, mir80, mir3, mir14, mir37, mir46, mir50 y mir69) muestran que en las pertenecientes a la U1 (mir76 y 80, gráficos 3.6.1 y .2) y las de la U2 (gráfico 3.6.3) su K aumenta y luego disminuye a partir de los 450°C en forma gradual, a excepción del gráfico 3.6.1 (mir76) que presenta una elevación abrupta a partir de los 400°C y disminuye 50 grados después de la misma forma. Los gráficos 3.6.4 (mir37) y 3.6.5 (mir546) muestran una elevación de la K desde el inicio del calentamiento, uno de forma súbita y el otro casi regular, sus descenso se da en forma regular. Las muestras mir50 y mir69 (gráfico 3.6.6) muestran un comportamiento regular con incremento en la K desde el inicio del calentamiento y el descenso se da a los 550°C, con respecto a los demás parámetros de AMS se tiene:

| <i>Parámetro</i> | <i>Tendencia:</i> |
|------------------|--|
| Pj | Ascendente: entre los 450° y 600°C, al final del calentamiento (mir76,50,37,69 80). Descendente: marcado decaimiento a partir de los 400°C (mir14,3 y 46). |
| T | |
| Prolados | Ascendente: hacia el área neutra en forma irregular, notoria entre 300 y 400°C (mir3,50,14 y 46 con comportamiento errático a partir de los 500°C). Descendente: casi gradual al inicio, evidente a partir de los 450°C (mir80) y mir76 (irregular con descenso súbito a los 450°C y ascenso en los 550°C). |
| Oblados | comportamiento irregular entre los primeros 350 y 450 grados centígrados. Ascendente: entre los 450 y 450°C (mir69). Descendente: a partir de los 500°C (mir37). |
| L | Ascendente: incremento a partir de los 450-700°C (mir37 y 80). Descendente: desde el inicio y evidente a los 450°C (mir3,46,69 y 14). Irregular: desde el principio del calentamiento y cae súbitamente a partir de los 350 y 450°C y desciende a partir de los 550°C (mir76 y 50). |
| F | Ascendente: (mir3 y 50) a partir de los 100°C con un ligero descenso hacia el final. Descendente: comportamiento irregular y descenso a partir de los 300 |

y 400 °C hasta el fin (mir37,80,14,46,76 y 69).

Con el calentamiento de las muestra se observó un cambio en la k de cada muestra, creándose o evidenciando nuevos minerales a partir de los primarios y después su destrucción probablemente por oxidación a temperaturas mayores de 450°C. Los parámetros de AMS mostraron dos tendencias (ascendente y descendente), generalmente entre los 350 y 500°C, lo que sugiere la producción de cambios mineralógicos que merecen otro tipo de estudios como la petrografía o geoquímica, porque las muestras contienen fragmentos de diferente composición; aunque el Pj mostró en su análisis un comportamiento “constante” lo que sugiere que tienen el mismo material mineralógico obtenido del mismo lugar de su formación o que sufrieron el mismo trabajo mecánico en su conformación. Éstos cambios también se notan en las proyecciones ortográficas que muestran movilidad en sus ejes principales.

Los diagramas de Day de las figuras 3.18a), 3.19 a) y 3.20) mostraron que las muestras analizadas caen en la región de pseudodominio sencillo, posiblemente como una explicación de la transición o manifestación de las propiedades magnéticas del mineral, posiblemente magnetita, como también puede observarse en los análisis de Rebolledo Vieyra (2001) para los mismos núcleos del mismo pozo UNAM-5. Los ciclos de histéresis de las figuras 3.18 b), 3.19 b), 3.20 b) muestran curvas casi simétricas en todos los casos que probablemente reflejan la composición de un mineral opaco. Las curvas de adquisición de IRM (figura 3.21) indican que la saturación se alcanzó en campos de 100-200 mT, puntos en los cuales algunas espinelas son portadoras de remanencia (probablemente titanomagnetitas).

Los histogramas de NRM obtenidos muestran una inclinación de $\sim -37^\circ$, ésta cifra sólo es el promedio aritmético de las muestra analizadas. Simplemente se nota su cercanía con la inclinación promedio (-40 a -45 grados) de muestras de roca fundida y brecha que corresponden a una polaridad inversa según Urrutia et al (1994). En el gráfico 4.2 se muestra la intensidad de la NRM además de la k y la columna estratigráfica de la sección de brechas donde se observa que el 87% de los datos de la intensidad de la NRM se encuentra en el intervalo (0,0.10) con un promedio de 0.079 A/m, también se observa que en la U2 existen puntos mayores de intensidad y dos puntos (mir10 y mir24) que coinciden tanto de K como de intensidad de NRM altas.

El efecto de borde mostró que La disminución en los bordes de los especímenes seleccionados afectó a todos los parámetros de AMS, sin embargo la variación en algunos casos no es muy grande, por lo que se puede decir que el efecto de borde en estos especímenes es mínimo, pero importante al medir las muestras. Las proyecciones ortográficas también muestran movilidad de los ejes, principalmente la figura 3.22, que la

presenta de forma notoria en los tres ejes principales, las demás muestras, se mantienen casi constantes.

La inspección general y por unidades sirvió para definir a lo largo de la columna, la AMS, con ésta se pudo notar la división, no muy definida del parámetro de forma que va de prolado a oblado a lo largo de la columna y que es congruente con lo que se nota físicamente, ya que las dos primeras unidades y los primeros dos tercios de la U3 presentan una coloración similar y es en esta parte donde se nota la forma prolada ligeramente más que la oblada, en cambio, el último tercio de la U3 y la U4 está presente la forma oblada ligeramente más que la prolada y el color es un poco más oscuro; y el grado de anisotropía muestra resultados entre 1 y 1.1 parecidos a los relacionados con las rocas ígneas y sedimentarias, pudiendo ser originados por el mismo material de formación o haber sufrido un mismo trabajo mecánico durante su constitución, en esta división de la columna, hecha con base en el “predominio” de la forma oblada y/o prolada, tanto la foliación y/o la lineación concuerdan con su presencia respectivamente. Entonces, todo lo anterior nos lleva a pensar que sí existe evidencia de un proceso ordenado en la depositación, después del colapso de la nube de vapor, primero porque cada unidad tiene diferentes componentes, la U4 y U3C contienen más melt y fragmentos del basamento y en ésta sección se observa una mayor susceptibilidad, mientras que en la U2, U3A, U3B, ésta es menor, tal vez por una mayor cantidad de fragmentos de calizas y otros tipos fragmentos. Esta separación por unidades podría reflejar una cierta dirección preferencial y las fábricas, no muy bien definidas, pero que al separarlas muestran tendencias a comportamientos parecidos a los de la literatura y el grado de anisotropía que es constante sugiere la existencia de otro(s) proceso(s) en las primeras etapas de modificación del cráter por retrabajo de los materiales en las unidades.

El realce magnético y el efecto de borde, sirvieron como los pasos para llegar al objetivo previsto y al mismo tiempo ayudaron a “quitar ruido” en el análisis de las muestras.

Se puede decir que con la implementación de éste método (AMS) se llega a un análisis conveniente que nos puede dar la pauta para posteriores inspecciones por otros métodos, como en este caso puede ser de petrografía o geoquímica, sin la destrucción total de material valioso; también ayuda a confirmar o complementar resultados de y para otros estudios.

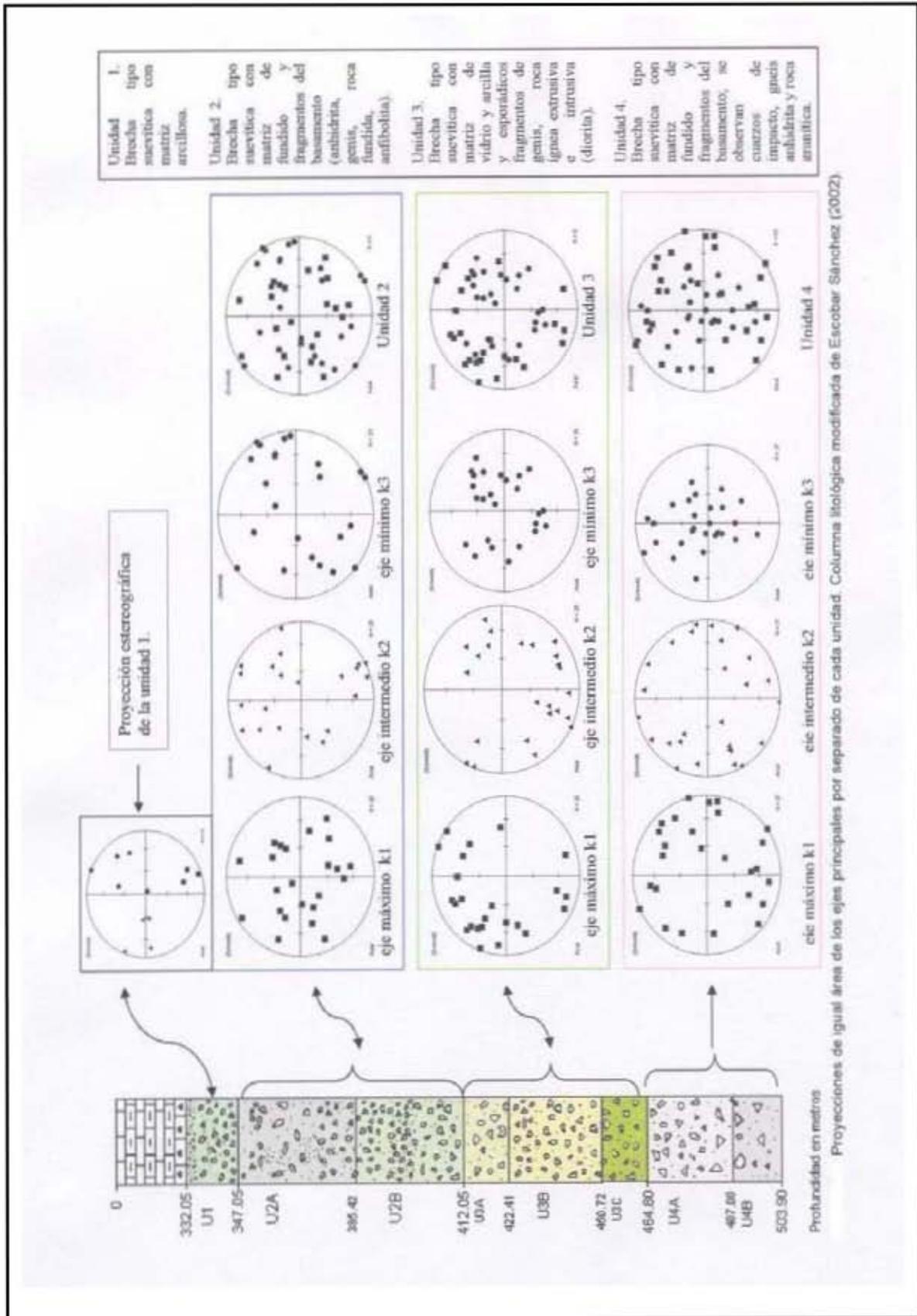


Figura 4.1 Proyecciones ortográficas de igual área de los ejes principales por separado de cada unidad. Columna litológica modificada de Escobar Sánchez(2002).

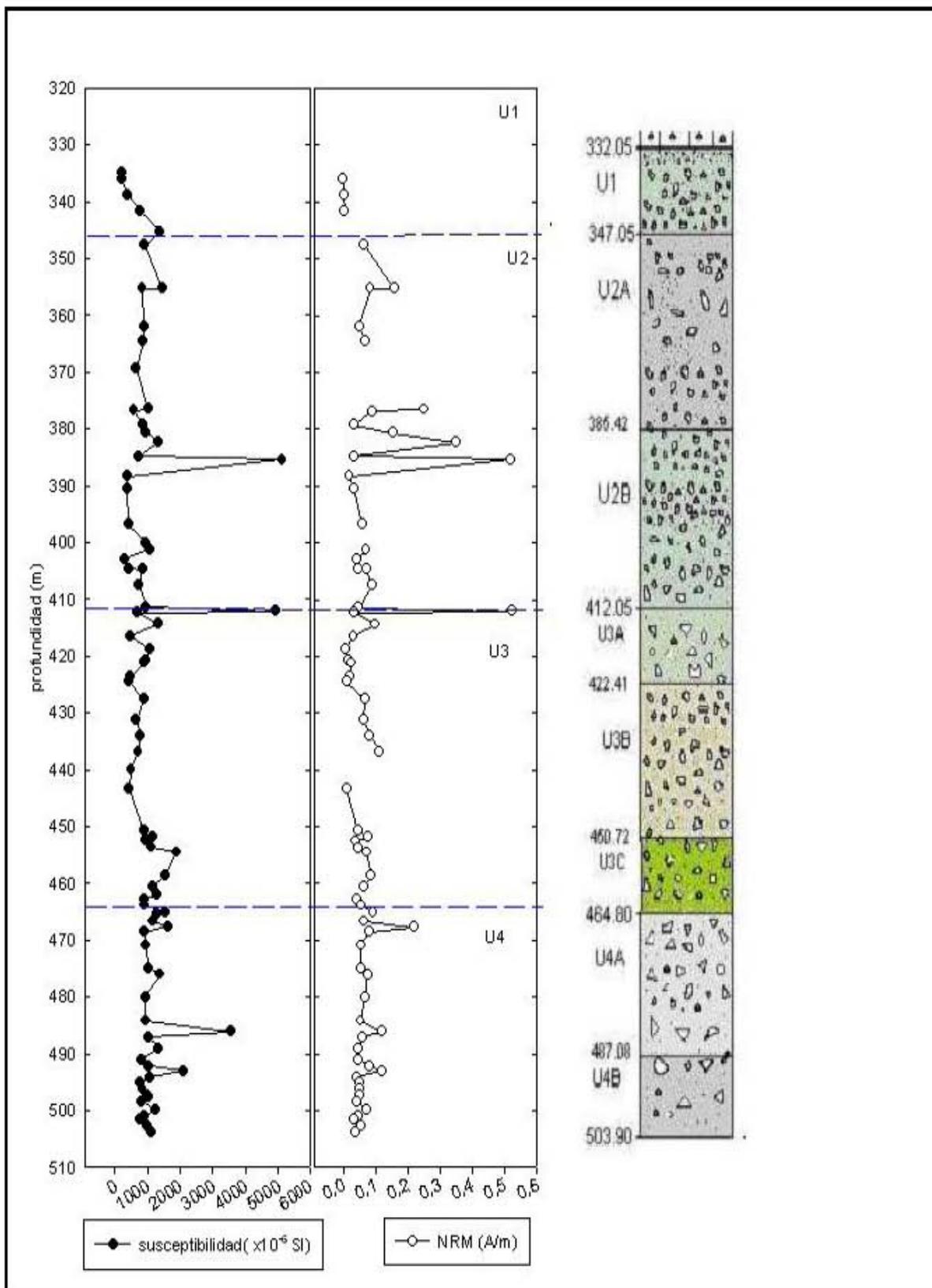


Figura 4.2 Gráficos de susceptibilidad e intensidad de NRM contra profundidad. Columna de la sección de brechas del pozo UNAM-5 (modificada de Escobar Sánchez, 2002).

CONCLUSIONES

El cráter Chicxulub constituye una de las estructuras de impacto de mayores dimensiones documentadas en el registro geológico terrestre y la única cuenca multianillada que preserva la secuencia de brechas. El estudio de las brechas permite investigar los mecanismos de fragmentación y de colapso y depósito de la nube de material fragmentado y calentado generado por el impacto. Parte de la información sobre estos procesos se conserva en los tipos de fábrica. De los estudios de anisotropía de susceptibilidad magnética sobre las brechas de impacto del pozo UNAM-5, perteneciente al cráter Chicxulub, se tienen las siguientes observaciones:

- ❖ Al ser una brecha formada por diferentes materiales los valores de los parámetros de anisotropía son conservadores, es decir, presentan valores dentro de los observados en la literatura para rocas sedimentarias e ígneas.
- ❖ A lo largo de la columna se presentan los dos tipos de fábrica: oblada y prolada. No se presentan en forma definida; un poco más de la mitad (55%) de los datos presentan fábrica prolada, que abarca las dos primeras unidades y las dos primeras subunidades de la unidad 3, aproximadamente desde los 332.05m hasta los 445 m de profundidad.
- ❖ El segundo tipo de fábrica es oblada, con menos de la mitad de los datos (45%), ésta se observa en la subunidad U3C y la Unidad 4, aproximadamente desde los 450m hasta los 503.90 m (gráfico 3.5.7). Sin embargo no se observa una clara definición de los dos tipos de fábrica.
- ❖ Con respecto de las proyecciones ortográficas (fig.4.1): los ejes de susceptibilidad principal de la U1 forman tres grupos definidos. Para la U2, el eje k1 muestra una tendencia hacia el centro de la proyección, mientras el eje k3 parece formar un “cinturón” que pasa cerca de la vertical. En conjunto los tres ejes no muestran una dirección definida.
- ❖ Para las proyecciones ortográficas de la U3 y U4, en ambas, el eje máximo se presenta disperso y con tendencia distribuirse alrededor del borde de la proyección; mientras el eje mínimo, de la U3, tiende a agruparse hacia el centro de la proyección, parece formar un círculo alrededor del centro de la misma; el k3 de la U4 tiende a concentrarse hacia el centro de la proyección, son los mejor agrupados visualmente. La forma en que se distribuyen los ejes k1 y k3 de la U3 sugieren una forma de depósito parecida a la de la

fábrica de ignimbritas imbricadas, tobas y cenizas, y al tipo sedimentario. Sin embargo, en ambas unidades, los tres ejes en conjunto no presentan una dirección definida.

- ❖ Los diagramas de Day e histéresis mostraron que el tamaño de dominio de los minerales magnéticos presentes en la muestra caen la región de pseudo dominio sencillo (PSD) y que las curvas son casi simétricas en todos los casos reflejando rangos restringidos de coercitividad de un mineral opaco. Y las curvas de adquisición de IRM indican que la saturación se alcanzó en campos de 100 a 200 mT, puntos en los cuales algunas espinelas son portadoras de remanencia, probablemente titanomagnetitas.
- ❖ Los valores de susceptibilidad en la columna también se dividen en dos: el primero, desde los 332 m hasta los 450 m indica que la susceptibilidad varía de $(250 \text{ a } 1000) \times 10^{-6}$ SI., además de mostrar dispersión; mientras la susceptibilidad, a partir de los 450 m hasta el fondo presenta un poco de dispersión en la cima de esta segunda parte y cerca de la base se agrupa mejor; varía de $(\sim 700 \text{ a } 1500) \times 10^{-6}$ SI.
- ❖ Estas dos formas de fábrica parecen indicar que existieron procesos diferentes en la forma del depósito, uno, en las unidades 1, 2 y 3A y 3B, y otro en la U3C y U4; ¿cuál? No se puede saber aun, pues hacen falta más estudios de anisotropía en otros pozos donde se ha interceptado la brecha de impacto (UNAM-6, UNAM-7, y Yaxcopoil) además de otras disciplinas que la complementen.

Con respecto al experimento térmico de realce de la fábrica

- ❖ El proceso de realce de la fábrica magnética provocó que los parámetros de la AMS presentaran dos tendencias, una ascendente y otra descendente; generalmente la diferencia en se produjo al final del calentamiento, entre los 400°- 550°C.
- ❖ Con el calentamiento de la muestra se observó un cambio en la k de cada muestra, creándose o evidenciando nuevos minerales a partir de los primarios y después su destrucción probablemente por oxidación a temperaturas mayores de 450°C. lo que sugiere la producción de cambios mineralógicos que merecen otro tipo de estudios como la petrografía o geoquímica,
- ❖ Pj mostró en su análisis un comportamiento “constante” lo que sugiere que tienen el mismo material mineralógico obtenido del mismo lugar de su formación o que sufrieron el mismo trabajo mecánico en su conformación.
- ❖ Éstos cambios también se notan en las proyecciones ortográficas que muestran movilidad en sus ejes principales: las proyecciones ortográficas de los especímenes

seleccionados de la U1 (mir76 y mir80) mostraron que los ejes de susceptibilidad principal se mantuvieron en casi la misma posición inicial.

- ❖ Para los pertenecientes a la U2, (mir3 y mir14) las proyecciones mostraron que el eje k3 se agrupó a los 450° C. Los ejes principales de los especímenes de la U3 se presentan agrupados hasta los 350°C y presentan dispersión a partir de los 400°C, al igual que el eje k3 de las muestra de la U4 (mir50 y mir69).

Referente a la magnetización remanente:

- ❖ Las cuatro unidades mostraron una inclinación muy semejante entre ellas, el promedio aritmético encontrado de la inclinación es -37°. La intensidad de la NRM se ve dispersa desde los 332 m hasta los 400 m. de profundidad. Se agrupa de los 400 m a los 440 m; y se vuelve a agrupar aproximadamente de los 445m hasta la base de la columna. Y tiene un promedio de 0.079 A/m.

Referente al efecto de borde, éste mostró que los parámetros de anisotropía tales como:

- ❖ La Foliación y la susceptibilidad muestran un ligero incremento.
- ❖ El parámetro de forma T, la Lineación y el grado de anisotropía corregida mostraron pocos cambios. En general, algunos valores aumentaron y otros disminuyeron muy poco y algunos se mantuvieron casi constantes.
- ❖ Las proyecciones ortográficas muestran que sólo uno de los cinco especímenes analizados mostraron movilidad, principalmente el mir13 donde sus ejes principales cambiaron de lugar en forma notoria. El mir74 mantuvo casi constante el eje K3, el k1 presentó poca movilidad y el K2 se movió bastante. Los demás especímenes se mantuvieron casi constantes.
- ❖ El efecto de borde afectó las mediciones porque: uno, probablemente al redondear o suavizar las esquinas se genera una mayor exactitud al momento en que el aparato mide los parámetros de AMS; dos, se pudo haber eliminado algún material que generaba una señal.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alvarez, W., Claeys, P., Kieffer, S. W. 1995. **Emplacement of Cretaceous-Tertiary Boundary shocked quartz from Chicxulub crater.**: Science, vol. 269, agosto; p.930-935.

Alvarez, W. 1996. **Trajectories of ballistic ejecta from the Chicxulub crater** en Ryder, G. , Fastovsky, D. y Gartner, S., eds., *The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in earth history*: Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special paper 307. p.141-150.

Balsley J. R. and Buddington A. F., 1960. **Magnetic Susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses.** American Journal of Science, Bradley volume, vol 258-A. p. 6-20.

Bhathal, R. S., 1971. **Magnetic anisotropy in rocks.**: Earth-Sci. Rev., 7, 227-253.

Blackett, P. M. S., 1962. **On distinguishings self-reversed from field-reversed rocks.**: J. Phys. Soc. Japan, 17, Sippñ. B-1, 699-706.

Butler Robert F., 1998. **Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes.** Electronic Edition, May. Tucson, Arizona, USA. 238 p.

Caballero Miranda I. Cecilia. 1994. **Fábrica magnética de secuencias continentales Jurásicas de Oaxaca-Puebla.** Tesis de doctorado; Instituto de Geofísica: UNAM; 145 p.

Caballero Miranda, Cecilia y Soler Arechalde Ana María. Editores. 2001. **The Chicxulub Scientific Drilling Project. Internacional Continental Scientific Drilling Program (ICDP),** Insituto de Geofísica, Serie: Infraestructura científica y desarrollo tecnológico. UNAM., 55 p.

Cañon Tapia, Edgardo y Walker, George P. L. 1998. **Mecanismo de emplazamiento de las mesetas basálticas gigantes continentales estudiado a través de mediciones de anisotropía de susceptibilidad magnética:** GEOS, Unión Geofísica Mexicana., p. 2-10.

Carrasco Núñez, Gerardo., 1997. **Volcanes vs. Cráteres de impacto ; el caso del Chicxulub**, en A. L. Carreño y M. Montellano-Ballesteros, Editoras, *Extinción masiva del límite Cretácico-Terciario; mitos y realidades*, Unión Geofísica Mexicana, monografía No. 4, p. 121-136.

Cedillo Pardo Esteban y Grajales Nishimura José. 1997. **Las rocas de impacto del cráter Chicxulub y el límite Cretácico-Terciario en México y áreas vecinas de América del norte y el Caribe**, en *Extinción masiva de límite Cretácico-Terciario: Mitos y Realidades*; UGM, monografía No.4; 174 p.

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**: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 75. 309-320 p.

Constable, Catherine and Tauxe, Lisa. 1990. **The Bootstrap for magnetic susceptibility tensors**: *Journal of Geophysical Research*, vol. 95, no. B6, p. 8383-8395.

Diccionario de Ciencias de la Tierra. Edit. Complutense, S.A. 2000, edición española, España 814 p.

Dressler, B.O. y Sharpton, V. L. 1997. **Breccia formation at a complex impact crater: Slate Island, Lake Superior, Ontario, Canada** : *Tectonophysics* 275. 285-311 p. Elsevier.

Dunlop, D. J. (2002a) **Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1: Theoretical curves and test using titanomagnetite data**. *J. Geophys. Res.*, 107 (B3), 10.1029/2001JB000486.

Dunlop, D. J. (2002b) **Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2: Application to data for rocks, sediments, and soil**. *J. Geophys. Res.*, 107 (B3), 10.1029/2001JB000487.

Ellwood, B. B. and Fisk, m. R.: 1977, **Anisotropy of magnetic Susceptibility Variations in a Single Icelandic Columnar Basalt**. *Earth Plan. Sci. Letters* 35, 116-122.

Ellwood, Brooks B., 1978. **Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements**: *Earth and Planetary Science Letters*, 41., p254-264.

Ellwood, B. B., 1979 **Anisotropy of Magnetic Susceptibility Variations in Icelandic Columnar Basalts**: Earth Plan. Sci. Letters 42, 209-212.

Ellwood, Brooks, B. and Whitney, James A. 1980. **Magnetic Fabric of Elberton Granite, Northeast Georgia**: Journal of Geophysical Research, vol.85, no. B3, p. 1481- 1486.

Ellwood, Brooks B., 1982. **Estimates of flow direction for calc-alkaline welded tuffs and paleomagnetic data reliability from anisotropy of magnetic susceptibility measurements: central San Juan Mountains, southwest Colorado**: Earth and planetary Science letters, 59. Elsevier Scientific publishing Company, Amsterdam. 303-314 p.

Engelhardt, W. V., Arndt, J., Fecker, B. and Pankau, H. G.,1995. **Suevita breccia from the Ries crater, Germany: Origin, cooling history and devitrification of impact glasses**: Meteoritics 30, p. 279-293.

Escobar Sánchez, Juana Elia. **Características litológicas de las brechas de impacto del cráter Chicxulub (pozo UNAM-5)**, Tesis de licenciatura. Facultad de Ingeniería, UNAM, 2002, 84p.

Ewing,J., Antoine, J. and Ewing, M., 1960, **Geophysical measurements in the western Caribbean sea and in the Gulf of Mexico**: Journal of Geophysical Research, v. 65, p.4087-4126.

Ferré, Eric C. 2002. **Theoretical models of intermediate and inverse AMS fabrics**: Geophysical Research Letters, vol.29, no. 7, p.31-1, 31-4.

Fisher, R. A. 1953. **Dispersion on a sphere**. Proc. R. Soc. Lond., A217, 295-305

French, Bevan, M. **Traces of Catastrophe. A handbook of shock-metamorphic effects in terrestrial meteorite impact structures**. Lunar and Planetary Institute, 1998. 120 p.

Graham, J. W., 1966. **Significant of magnetic anisotropy in Appalachian sedimentary rocks**. In Steinhart J.S and Smith Jefferson T. *The earth beneath the continents*: American Geophysical Union. Washington, D. C., 663 p. Geophysical Monograph Series. P. 627-247.

Hargraves, R. B., 1959. **Magnetic anisotropy and remanent magnetism in Hemo-ilmenite from ore deposits at Allard lake, Québec;** J. Geophys. Res. 68, 293-309.

Hrouda, F., 1982. **Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics:** Geophysical Surveys 5 (1982); p. 37-82.

Hrouda, T., y Jelinek, V. 1990. **Resolution of ferrimagnetic and paramagnetic anisotropies in rocks, using combined low-field and high-field measurements.** Geophys. J. Int. 103, 75-84.

Horuda František. 2002. **Low-field variation of magnetic susceptibility and its effect on the anisotropy of magnetic susceptibility of rocks:** Geophysics Journal Interiors 150, p. 715-723.

Horton, Newsom E., Günther Graup, Isery, David A., Geissman, John W. y Keil, Klaus. 1990. **The formation of the Ries crater, west Germany; Evidence of atmospheric interactions during a larger cratering event:** in Sharpton, V. L. and Ward, P. D., eds., *Global catastrophes in earth history; An interdisciplinary conference on impacts, volcanism, and mass mortality.* Geological Society of America Special Paper 247, p. 195-206.

Ivanov, B.A., Badukov, D.D. y Yakoulev, O. I., Gerasimov, M. V., Dikov, Yu P., Pope, K. O., Ocampo, A.C. 1996. **Degassing of sedimentary rocks due to Chicxulub impact: Hidrocode and physical simulations.** in Ryder, G., Fastovsky, D. y Gartner, S., eds., *The Cretaceous-Tertiary and other catastrophes in earth history:* Boulder, Colorado, Geological Society of America Special paper 307, p.125-139.

Jacobs, J.A.,1984. **Reversals of the earth's Magnetic Field**, 230 pp. Adam Hilger, Bristol.

Janák, F. (1965) **Determination of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks.** Stud. Geoph. Geod., 11, 419-29.

Jelinek, V., 1978. **Statistical processing of magnetica susceptibility measured in groups of specimens.** Stud. Geoph. Geod., 22, 50-62.

Jelínek, V., 1981. **Characterization of the magnetic fabric of rocks :** Tectonophysics, 79: T63-T67.

Jones, E. M., and Kodis, J.W., 1982, **Atmospheric effects of large-body impacts: The first few minutes**: Geological Society of America Special paper 190, p.175-186.

Kalashnikov, A. G. and S. P. Kapitsa, 1952. **Magnetic Susceptibility of rocks under elastic stresses**, Akad nauk. Dokl., 86, 521-523.

Krog, T.E., Kamo, S.L., Sharpton, V.L., Marín, L.E. and Kildebrand, A.R., 1993. **U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater.**: Nature, v.366, p.731-734.

Kurt Schwehr and Tauxe Lisa. 2003. **Characterization of soft sediment deformation: Detection of cryptoslumps using magnetic methods**: Geological Society of America. Geology, march,v.31, no. 3, p. 203-206.

LaBrecque, John L., Kent, Dennis V., Cande, Steven., 1977. **Revised magnetic polarity time scale for late Cretaceous and Cenozoic time**: Geology, June, v.5, p. 330-335.

Loper, David E., MacCartney Kevin. 1990. **On impacts as a cause of geomagnetic field reversals or flood basalts**, in Sharpton, V. L., and Ward, P.D., eds, *Global catastrophes in earth history; An interdisciplinary conference on impacts, volcanism and mass mortality*. Geological Society of America Special Paper 247; p. 19-25.

López Ramos, E., 1975. "**Geological summary of the Yucatan Peninsula**", en: Nair A. y Steal F. (eds.), *The ocean basins and margins, vol. 3, The gulf of the Mexico and the Caribbean.*, p. 257-282.

López Ramos, E. 1979. **Geología de México**: Tesis, UNAM, México, D. F., vol. 3, p. 456.

Lyons, J.R., and T.J. Ahrens, 1996. **Chicxulub impact-induced vaporization: S and C species and their affect on global climate (abstract).**: Lunar Planet. Sci. XXVII, 787-788.

MacDonald, W. D. and Plamer, H.C., 1990. **Flow direction in ash-flow tuffs: a comparison of geological and magnetic susceptibility measurements, Tshirege member (upper Bandelier Tuff) Valles caldera, new Mexico, USA**. Bull. Volcanol., 53:45-59.

Martínez Hernández, Enrique. 1992. **La vegetación y el clima de México. Historia del Cretácico al Terciario, basado en evidencias palinológicas**: Ciencia 43, numero especial; p. 69-72.

Mattei, M, Sagnotti L., Faccenna C., Funiciello R. 1997. **Magnetic fabric of weakly deformed clay-rich sediments in the Italian peninsula: Relationship with compressional and extensional tectonics**: Tectonophysics 271, p. 107-122.

Melosh, J. H. 1989. **Impact Cratering. A geologic process**. Oxford University Press, Inc., New York, New York., 245 p.

Melosh, J. H. and Ivanov, B. A. 1999. **Impact crater collapse**: Annual Review Earth and Planetary Science 27, p. 385-415.

Merril, R.T., McFadden, P.L. 1988. **Secular variation and the origin of Geomagnetic field reversals**. Journal of Geophysical Review Vol.93 No.B10 p.11,589-11597.

Muller, Richard A., Morris, Donald E., 1986. **Geomagnetic Reversals from impacts on the earth** : Geophysical Research Letters, November; v. 13, no. 11, p. 1177-1180 .

Nagata, T. 1961. **Rock magnetism**, 2nd edition, Maruzen, Tokyo, 350 p.

Nakamura, Norihiro., Borradaile, Graham., 2001. **Strain, anisotropy of anhysteretic remanence, and anisotropy of magnetic susceptibility in a slaty tuff**:: Physics of the Earth and Planetary interiors 125, p. 85-93.

Neel, L., 1955. **Some theoretical aspects of rock magnetism**:: Phil. Mag. Suppl., 4, 141-242.

O'Keefe, J. D., Ahrens, T. J., 1982. **The interaction of the Cretaceous/Tertiary extinction bolide with the atmosphere, ocean and solid earth** in Silver, L.T. , Schultz P. Burke K. y Raup, D. M. *Geological Implications of Impacts of large asteroids and comets on the earth*: Geological Society of America Special paper 190, p. 103-120.

O'Reilly, W. 1984. **Rock and mineral magnetism**. Blackie. Glasgow and London. Distributed in the USA for Chapman and Hall. New York, 219 p.

Ortega Gutiérrez F., Mitre Salazar L. M., Roldan Quintana J. Morán Zenteno D., Alanís Álvarez Susana A. y Nieto Samaniego Ángel F., 1992. **Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República mexicana, escala 1:2,000,000.** México D.F., Instituto de Geología de la UNAM-CRM.

Ortiz Alemán Carlos, Urrutia Fucugauchi Jaime, Rebolledo Vieyra Mario, Soler Arechalde Ana maría, Rodríguez Delgado Omar; 2002. **Investigaciones geofísica sobre cráteres de impacto y el cráter de Chicxulub (Yucatán, México).** Cuadernos del Instituto de Geofísica no. 13. Instituto de Geofísica, UNAM., 46 p.

Owens, W.H. 2000. **Error estimates in the measurement of anisotropic magnetic susceptibility:** Geophysics Journal Interiors 142, p.516-526.

Owens, W. H. 2000. **Statistical application to second-rank tensors in magnetic fabric analysis:** Geophysical Journal Interiors 142, p. 527-538.

Palmer, H. C., MacDonald, W. D., 1999. **Anisotropy of magnetic susceptibility in relation to source vents of ignimbrites: empirical observations:** Tectonophysics 307, p. 207-218.

Pope, K. O., Baines, K. H. & Ocampo, A. C., Ivanov, B. A., 1997. **Energy, volatile production, and climatic effects of the Chicxulub Cretaceous/Tertiary impact :** Journal of Geophysical Research, vol. 102, no. E9, p. 21645-21,664, September 25.

Pope, Kevin O., Ocampo, Adriana C., Fischer, Alfred G., Alvarez, Walter, Fouke, Bruce W., Webster, Clyde L., Vega Francisco J., Smith, Jan, Fritsche, A. Eugene., Claeys, Philippe. 1999., **Chicxulub impact ejecta from Albion Island, Belize.** Earth and Planetary Science Letters 170, 351-364.

Rebolledo Vieyra, Mario; Urrutia Fucugauchi Jaime; Marin, L. E.; Trejo García, A.; Sharpton, L. V.; Soler Arechalde, A. M.; 2000. **UNAM Scientific Shallow-Drilling program of the Chicxulub impact crater:** International Geology Review, vol. 42, p. 928-940.

Rebolledo Vieyra, Mario. 2001. **Magnetoestratigrafía y Paleomagnetismo del cráter de impacto de Chicxulub.** Tesis de doctorado: Instituto de Geofísica, UNAM. 110 p.

Rebolledo Vieyra, Mario, Urrutia Fucugauchi, J., Marin, Luis E., Soler Arechalde Ana María. **High - resolution magnetic susceptibility record of the impact crater: Results from UNAM's Scientific Shallow Drilling program.** Depto. De Geomagnetismo y Exploración Geofísica, Instituto de Geofísica, UNAM.

Rochette, P. 1987^a. **Metamorphic control of the magnetic mineralogy of black shales in the Swiss Alps: toward the use of 'magnetic isogrades'.** Earth planet. Sci. Letters, 84, 446-56.

Rochette, Pierre., Aubourg, Charles., Perrin, Mireille. 1999., **Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formations:** Tectonophysics 307, p.219-234 Elsevier Science.

Rogers, John J. W., eds. 1993. **The Cretaceous/Tertiary boundary** in *A History of the Earth*, Cambridge university press, 312p.

Scheidegger, A. E. 1965. **On the statistics of orientation of bedding planes, grain axes, and similar sedimentological data.** U.S. Geol. Surv. Prof. papers 525-C, 164-7.

Schultz, Peter H., 1996. **Effect of impact angle on vaporization:** Journal of Geophysical Research, vol. 101, no. E9, p. 21,117-21,136.

Schwarz, E. J., 1974. **Magnetic fabric in massive sulphide deposits.:** Van. J. Earth Sci. 11, 1599-1675.

Scott, Ronald G., Spray, John G.,1999. **Magnetic fabric constraints on friction melt flow regimes and ore emplacement direction within the South Range Breccia Belt, Sudbury Impact Structure:** Tectonophysics 307, p. 163-189.

Sharpton Virgil L., Burke Kevin, Camargo-Zanoguera A; Hall Stuart A; Lee D. Scott, Marín Luis E., Suárez Reynoso G., Quezada-Muñeton Juan M., Spudis Paul D; Urrutia-Fucugauchi J., 1993. **Chicxulub multiring impact basin: size and other characteristics derived from gravity análisis.:** Science, vol. 261, September, p.1564-1567.

Stacey F. D., 1960. **Magnetic Anisotropy of igneous rocks.:** Journal of Geophysical Research, vol. 65, no. 8, august; p.2429-2442.

Stacey, F. D., 1963. **The physical theory of rock magnetism**: Adv. Phys., 12, 45-133.

Swisher Carl C., Grajales Nishimura, José M., Montanari Alessandro, Margolis Stanley, V., Claeys, Philippe, Álvarez, Walter, Renne, Paul, Cedillo Pardo, E., Florentin J.M., Murrasse, R., Curtis Garniss, H., Smith, Jan., McWilliams, Michael O., 1992. **Coeval $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 65.0 million years ago from Chicxulub crater melt rock and Cretaceous-Tertiary boundary tektites**: Science, vol. 257, p. 954-958.

Tarbuck, Edward J., Lutgens Frederick K., 1999. **Ciencias de la Tierra, una introducción a la geología física.**, 6ª. Ed. Prentice Hall, Madrid, 540 p.

Tarling, D.H. y Hrouda, F., **The magnetic anisotropy of rocks**, 1993. Edit. Chapman & Hall, London, 217 p.

Tauxe, Lisa. 2002. SIO 247: **Rock and Paleomagnetism. Lecture 14: paleomagnetic tensors**. Página de internet : topex.ucsd.edu/tauxe/tauxe.html/pubs.html

Urrutia Fucugauchi, J., 1982. **Magnetic Anisotropy Study of a columnar basalt from San Anton, Morelos México**: Bulletin Volcanology; vol.45-1, p.1-8.

Urrutia Fucugauchi, J., 1983. **On the magnetic susceptibility anisotropy and its measurements**: Anales del Instituto de Geofísica, vol. 26. UNAM, C.U., México, D.F., Dirección general de publicaciones, 1a. ed., Class Dewey 551; p. 75-110.

Urrutia Fucugauchi, J., Marin, Luis., Sharpton, Virgil L., 1994. **Reverse polarity magnetized melt rocks from the Cretaceous/Tertiary Chicxulub structure, Yucatan peninsula, México**: Tectonophysics 237, p.105-112.

Urrutia Fucugauchi, J., Alva Valdivia, Luis M., 1997. Espíndola Castro, Juan Manuel. **El límite Cretácico-Terciario y el cráter de Chicxulub**: En *Extinción masiva del límite Cretácico-Terciario; mitos y realidades*. Monografía no. 4 Unión Geofísica Mexicana., p. 137-146.

Vázquez Castro, Gabriel. 2000. **Algunas características geoquímicas y litológicas de fragmentos basales de la brecha del cráter Chicxulub**: Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, D. F., p.1-26.

Vickery, Ann. 1986. **Effect of an impact generated gas cloud on acceleration of solid ejecta**: Journal of Geophysical Research, vol. 91 no. B14, December, p.14139-14160.

Vickery, Ann., Melosh, J. H. 1990. **Atmospheric erosion and impact retention in large impacts with application to mass extinction** in Sharpton, V. L. y Ward, P.D., eds, *Global catastrophes in earth history; An interdisciplinary conference on impacts, volcanism and mass mortality*. Geological Society of America special Paper 247, p. 289-300.

Woodcock, N.H., 1977. **Specification of fabric shapes using an eigenvalue method**. Bull. Geol. Soc. Am., 88, 1231-301.

Zahle, Kevin J., 1990. **Atmospheric chemistry by large impacts** in Sharpton, V.L. and Ward, P.D., eds. *Global catastrophes in earth history; An interdisciplinary conference on impacts, volcanism and mass mortality*. Geological Society of America Special Paper 247; p.271-288.

ANEXO I

FOTOGRAFÍAS DE LOS ESPECÍMENES DE LA UNIDAD 1

Profundidad: 332.05 a 347.05 m.

Las descripciones de los especímenes están hechas a nivel macroscópico.



Mir 77. Profundidad: 336.08 - 336.10 m.

Color: gris-verde oscuro. Material de grano muy fino. Tiene pequeños clastos de color blanco. Se desmorona con facilidad, es cerosa (suave al tacto).

Volumen: 6.14 cm³. Peso: 10.40 grs.

Nota: se eliminó de las pruebas por ser muy irregular; aquí no se nota.



Mir 78. Profundidad: 338.78 - 338.80 m.

Color: gris-verde. Material muy fino, se desmorona al tacto. Clastos pequeños varían de menos de milímetros a 5 mm. de colores blanco y gris. Es suave a tacto.

Volumen: 8.16 cm³ Peso: 13.45 grs.

Mir 79. profundidad: 341.62 -341.64 m

Color: gris-verde con matriz de grano muy fino; clastos muy pequeñitos sub-redondeados, de color blanco, gris claro. Se nota un clasto mayor de color gris claro de .6 cm. Se desmorona al tacto. Algunos fragmentos de color óxido. Es cerosa.

Volumen: 6.55 cm³ Peso: 10.70 grs.

FOTOGRAFÍAS DE LOS ESPECÍMENES DE LA UNIDAD 2.

Profundidad: 347.05 a 412.05 m.



Mir 21. Profundidad: 347.63 – 347.65 m.

Matriz gris verdosa con clastos de forma redondeada de .2 a .5 cm. Se nota otro clasto de forma irregular y de color verde claro y dentro de éste clastos pequeños negros. Mide 1.2 cm. de largo por .7 cm. en su parte más ancha.

Peso: 18.07 grs. Volumen: 9.847 cm³.



Mir22. Profundidad: 355.22 – 355.24 m.

Se notan clastos subredondeadas de tamaño pequeño y subangulosos de gran tamaño. En la foto se ven dos clastos uno de color negro y otro claro (como beige) de forma cuadrada, una de las caras es porosa y la matriz es gris verdosa clara.

Peso: 20.04 grs. Volumen: 10.62 cm³.



Mir23. Profundidad: 355.24 – 355.26 m.

Matriz gris clara, una cara muestra textura porosa. Exhibe clastos de varios tamaños de color verdoso de formas subredondeadas a alargadas y se nota un clasto negro de aproximadamente .6 cm.

Peso: 16.69 grs. Volumen: 9.177 cm³.



Mir 1.

Profundidad: 361.94 - 361.96 m.

Matriz gris, con clastos de variado tamaño y forma irregular de color verde oscuro, algunos blancos y varían de 1 mm. a .5 cm.

Peso: 9.80 grs. Volumen: 5.819 cm³.



Mir2. profundidad: 364.48 – 364.50 m.

Matriz gris con clastos de color verdoso de forma irregular que varían entre ± .5 cm. Se nota en la foto un clasto blanco subredondeado de .4 cm. aproximadamente.

Peso: 11.81 grs. Volumen: 6.685 cm³.



Mir4. Profundidad: 376.53 – 376.55 m.

Matriz gris con abundantes clastos de diversos tamaños de formas subredondeadas, algunos subangulosas de colores verde, blancos, algunos azul-verde y uno que otro de color rosa con gris.

Peso: 16.09 grs. Volumen: 8.813 cm³.



Mir5. Profundidad: 376.82 – 376.84 m.

Matriz gris con abundantes clastos de tamaño variado, se notan clastos de color verde bandera, éstos varían de milímetros a .5 cm. Se notan también clastos blancos esporádicos.

Peso: 17.55 grs. Volumen: 9.686 cm³

Peso: 15.72 grs. Volumen: 7.37 cm³

(medidas después de cortarla para que fuera de ~ 8cm³.)



Mir6. Profundidad: 379.31 – 379.33 m.

Matriz gris con clastos que varían de milímetros a centímetros. Se notan dos clastos, uno de color verde claro de 0.7 cm. Y otro gris de .4 cm., también se observan clastos blancos subredondeados.

Peso: 13.08 grs. Volumen: 6.938 cm³



Mir7. Profundidad: 380.63 -380.65 m.

Matriz gris con clastos de milímetros a .5 cm. El más grande es de color verde claro, y los demás son pequeños redondeados, el espécimen es poroso.

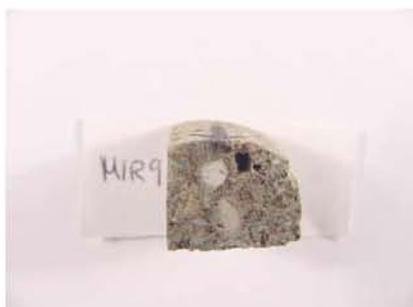
Peso: 11.61 grs. Volumen: 6.89 cm³.



Mir8. Profundidad: 382.33 – 382.35 m.

Matriz gris con abundantes clastos, varían de milímetros a 1 centímetro. De varios colores: grises, negros, blancos, verdes. El espécimen es poroso.

Peso: 12.77 grs. Volumen: 7.015 cm³



Mir9. Profundidad: 384.81 – 384.83 m.

Espécimen con menos abundantes clastos de color verde. Los clastos blancos son subredondeados de .4 a .5 cm. También se nota un clasto negro de .15 cm., también es poroso. Matriz gris.

Peso: 10.83 grs. Volumen: 6.47 cm³.



Mir10. Profundidad: 385.40 – 385.42 m.

Se nota un clasto negro subangulosos de 1.5 cm en su parte más ancha y .7 cm de largo. La matriz es color verde-café con clastos verde claro subangulosos que varían de milímetros a .5 centímetros. También se nota un clasto blanco grisáceo de 0.8 cm de largo por .9 de ancho. Su textura en algunas caras es porosa.

Peso : 12.07 grs. Volumen: 6.842 cm³



Mir11. Profundidad: 388.35 – 388.37 m

Espécimen poroso con matriz color gris claro, en las cavidades se notan como cuarzos, los clastos son pequeños subangulosos y los poros se ven de color verde olivo.

Peso: 13.19 grs. Volumen: 7.34 cm³



Mir12. Profundidad: 390.44 – 390.46 m.

Matriz gris verdosa con clastos no muy abundantes subangulosos y de tamaño variable de .6cm a 1 cm. El color de los clastos es negro y blanco. El espécimen es poroso.

Peso: 14.83 grs. Volumen: 8.43 cm³



Mir13. Profundidad: 396.81 – 396.83 m.

Matriz grisácea de textura porosa con pocos clastos de formas subangulosas alargadas en su mayoría. Los clastos varían de milímetros a .4 cm.

Peso: 14.71 grs. Volumen: 7.1 cm³



Mir15. Profundidad: 401.28 – 401.30 m.

Espécimen de textura porosa con matriz café-beige con clastos que varían de milímetros a .6 centímetros. Dentro de los poros se notan como cuarzos, los clastos pequeños son subredondeados.

Peso: 12.38 grs volumen: 6.82 cm³



Mir16. Profundidad: 402.92 – 402.94 m.

Se nota una matriz verdosa con clastos de formas subredondeadas a redondeadas. Se nota un clasto de color gris claro con rayas negras de .7 cm de largo por .3 cm en su parte ancha. Es subanguloso.

Peso: 12.63 grs. Volumen: 7.20 cm³



Mir17. Profundidad: 404.73 – 404.75 m.

Se nota matriz de grano fino color gris con clastos que van de .1 cm. a .4 cm. los clastos mas grandes son esporádicos y los pequeños son menos que abundantes.

Peso: 15.41 grs. Volumen: 8.424 cm³



Mir18. Profundidad: 404.73 – 404.75 m.

Espécimen de textura porosa, con pequeñas cavidades de color verde olivo de formas subangulosas. los clastos varían de .1 cm. a .8 cm. matriz corlo gris-café claro.

Peso: 16.21 grs. Volumen: 9.46 cm³



Mir19. Profundidad: 407.49 – 407.51 m.

Matriz de grano fino con textura porosa, en los poros se ven como cuarzos. Los clastos son de gran tamaño, especialmente uno de color negro de 1cm los demás varían de subangulosos a subredondeados, en general de color verde oscuro.

Peso: 10.21 grs. Volumen: 6.138 cm³



Mir20. Profundidad: 411.43 – 411.45 m.

Espécimen con matriz de "melt" color gris verde, principalmente, de textura un poco porosa, en los poros brilla. Se observa un clasto como de cuarzo.

Peso: 12.56 grs. Volumen: 6.315 cm³

FOTOGRAFÍAS DE LOS ESPECÍMENES DE LA UNIDAD 3.
Profundidad : 412.05 m a 464.80 m.



Mir24. Profundidad: 412.1 – 412.3 m.

Muestra con matriz fina de color amarillo-café con clastos grandes, de milímetros a 1.8 cm . de formas subredondeadas a subangulosas de colores: gris, beige, negro, verde claro.

Peso: 13.92 grs. Volumen: 7.80 cm³



Mir25. Profundidad: 412.39 – 412.41 m.

Muestra de color gris verdosa, poco porosa de matriz fina, se notan incrustaciones como de cuarzo. También se ve un clasto de forma subangulosa blanco con listas negras.

Peso: 16.72 grs. Volumen: 8.2 cm³



Mir26. Profundidad: 414.40 – 414.42 m.

Especimen con clastos de varios tamaños. Los grandes son subangulosos y los pequeños son subredondeados. La matriz es de color amarillo-beige, de grano fina un poco rugosa al tacto.

Peso: 13.90 grs. Volumen: 7.78 cm³



Mir27. Profundidad: 416.44 – 416.46 m.

Muestra de matriz fina de color gris verde con pequeños clastos subredondeados de tamaño variado de .1 a .4 cm. se observan algunos destellos dentro de la matriz.

Peso: 17.03 grs. Volumen: 8.6 cm³



Mir28. Profundidad: 418.87 – 418.89 m.

Se notan clastos pequeños subredondeados. La matriz es fina de color gris verde. Los clastos varían de .1 cm a .4 cm aproximadamente y son de color oscuro.

Peso: 8.06 grs. Volumen: 13.01 cm³



Mir29. Profundidad: 420.78 – 420.80 m.

Matriz de color gris verde con clastos pequeños de varios colores. Verde olivo, blancos y negros. De tamaño variado desde milímetros a .7 cm. los clastos más grandes son de color claro con listas pequeñas de color negro.

Peso: 16.34 grs. Volumen: 9.2 cm³



Mir30. Profundidad: 421.17 – 421.19 m.

Muestra con matriz fina de color gris, se observa un clasto de ~1.8 cm, una parte es blanco con listas negras muy finas, parece estar incrustado dentro de otro que es de color verde con blanco, parece cuarzo, pero todo es un solo clasto.

Peso: 14.18 grs. Volumen: 8.0 cm³



Mir31. Profundidad: 423.62 – 423.64 m.

Muestra con matriz fina de color gris verde con clastos de tamaño variado de ~.2 cm. a ~.6 cm de colores blancuzcos.

peso :14.88 grs. Volumen: 8.37 cm³



Mir32. profundidad: 424.41 – 424.43 m.

Muestra con matriz fina de color gris, porosa con clastos de formas desde angulosos a subredondeados de tamaño ~.1 cm a 1 cm los clastos son de color blancuzco y oscuros.

Peso: 12.83 grs. Volumen: 8.34 cm³



Mir33. Profundidad: 427.62 – 427.64 m.

Muestra con matriz fina, de color gris amarilloso, con oquedades pequeñas. Se nota un clasto de color blancuzco rodeado por un "línea" de color verde olivo y mide ~ 2 cm de largo por ~1.7 cm. de ancho.

Peso: 16.91 grs. Volumen: 10.22 cm³.
Peso: 16.29 grs. Volumen: 7.084 cm³ (con reducción en las esquinas).



Mir34. Profundidad: 431.30 – 431.32 m.

Espécimen con matriz fina de color gris con clastos muy pequeños de color verde olivo. En algunas caras es un poco porosa.

Peso: 13.52 grs. Volumen: 7.975 cm³



Mir35. Profundidad: 434.02 – 434.04 m.

Muestra un poco porosa con matriz color gris de grano fino; con clastos desde milímetros a .9 cm. el color de algunos clastos es verde oscuro y el de otros es gris claro.

Peso: 16.19 grs. Volumen: 9.8 cm³

Peso: 16.05 grs. Volumen: 8.21 cm³ (con reducción en las esquinas).



Mir36. Profundidad: 436.81 – 436.83 m.

Espécimen con matriz gris con clastos de colores grises y oscuros, de tamaño varían de .1 cm a .7 cm. De formas irregulares.

Peso: 15.87 grs. Volumen: 9.42 cm³



Mir38. Profundidad: 443.43 – 443.45 m.

Espécimen con matriz gris claro con clastos de formas irregulares, varían de .1 a 1.2 cm. el más grande. De color claro y algunos negros, con pequeños orificios y esporádicos.

Peso: 15.12 grs. Volumen: 8.48 cm³



Mir39. Profundidad: 450.72 – 450.74 m.

Muestra con matriz gris claro con clastos subredondeados de .1 cm a .6 cm. de colores gris y pardo. Tiene oquedades pequeñas, esporádicas.

Peso: 10.82 grs. Volumen: 6.636 cm³



Mir40. Profundidad: 451.93 – 451.95 m.

Espécimen con matriz color gris un poco oscuro , pocos clastos, de color gris, verde oscuro subredondeados. Otros son angulosos de .1 cm a .4 cm. negros y otros que parecen "moteados".

Peso: 14.21 grs. Volumen: 7.38 cm³



Mir41. Profundidad: 452.53 – 452.55 m.

Espécimen con matriz gris oscura con clastos angulosos de color verde olivo, gris, verde muy oscuro, de .1 cm a .5 cm. de tamaño.

Peso: 13.78 grs. Volumen: 6.93 cm³



Mir42. Profundidad: 453.69 – 453.71 m.

Muestra semejante a la anterior, tiene un clasto color gris claro, que parece como mármol, subredondeado de ~ .7 cm y tiene clastos más pequeños semejantes de .15 cm.

Peso: 13.80 grs. Volumen: 6.99 cm³



Mir44. Profundidad: 458.68 – 458.70 m.

Muestra de grano fino con matriz gris claro con pocos clastos grandes de color verde oscuro, gris claro de diversos tamaños y formas de subangulosas a subredondeadas.

Peso: 15.06 grs. Volumen: 7.29 cm³



Mir45. Profundidad: 460.55 – 460.57 m.

Espécimen con matriz de grano fino color gris claro con pocos clastos que parecen mármol de forma subredondeadas y clastos pequeños de color beige.

Peso: 13.31 grs. Volumen: 6.89 cm³



Mir47. Profundidad: 462.79 – 462.81 m.

Se nota matriz color gris claro, de grano fino, con clastos pequeños de formas subredondeadas de .1 a .3 cm. en color gris o verde olivo. También se notan clastos de ~.6 por .7 cm. muestra algunas oquedades.

Peso: 15.21 grs. Volumen: 7.96 cm³



Mir48. Profundidad: 463.85 – 463.87 m.

Espécimen con matriz color gris claro con clastos subangulosos, algunos de color verde olivo, otros gris, beige, miden entre .1 y .25 cm. otros son más pequeños, el más grande es de color verde olivo y mide .4 cm por .3 cm de largo.

Peso: 15 grs. Volumen: 7.71 cm³

FOTOS DE LOS ESPECÍMENES DE LA UNIDAD 4.

Profundidad: 464.80 a 503.90 m.



Mir49. Profundidad: 465.03 – 465.05 m.

Muestra con matriz de color gris, grano muy fino con clastos en beige y gris de forma angulosa, subangulosas y las más pequeñas (la mayoría) son redondeadas. Varían de ~ .1 cm. a .5 cm y tiene un clasto subanguloso de 1.2 cm. por .5 de ancho.

Peso: 13.87 grs. Volumen: 6.21 cm³



Mir51. Profundidad: 466.67 – 466.69 m.

Muestra con matriz de color gris Oxford con bastantes clastos de diverso tamaño en colores gris claro y blanco de formas subredondeadas (.2 a .3 cm), subangulosas (.3 a .4 cm) y algunas angulosas (~ 1.7 cm.).

Peso: 15.46 grs. Volumen: 6.99 cm³



Mir52. Profundidad: 467.65 – 467.67 m.

Muestra color gris, de grano muy fino con bastantes clastos subredondeados (.1 a .3 cm), algunos angulosos (.4 a .7 cm). Se observa "melt" que ocupa dos caras del cubo y algunos clastos jaspeados.

Peso: 16.62 grs. Volumen: 9.7 cm³



Mir53. Profundidad: 468.61 – 468.63 m.

Muestra con matriz gris, semejante a la anterior. Algunos clastos tienen textura rasposa, porosa, son jaspeados. Miden entre .1 cm. a 1cm.

Peso: 14.31 grs. Volumen: 8.77 cm³



Mir54. Profundidad: 470..92 – 470.94 m.

Muestra con matriz gris claro, con clastos de diferentes formas, de subangulosos a subredondeados. Se nota un clasto de 1.5 cm. de largo por .8 cm. en su parte más ancha. Tiene la apariencia del mármol, es de color gris.

Peso: 15.26 grs. Volumen: 7.3 cm³



Mir55. profundidad: 474.97 – 474.99 m.

Especimen de matriz fina color gris, tienen un sección parecida a los cristales de cuarzo rodeados de material verde olivo de textura porosa, también tienen clastos de color gris, subangulosos no se notan mucho.

Peso: 13.48 grs. Volumen: 6.29 cm³



Mir56. Profundidad: 476.00 – 476.02 m.

Se nota matriz color gris, muy fina con clastos subangulosos, mezclados con la matriz. Se nota un clasto muy grande de 1.4 cm. de largo de forma irregular.

Peso: 14.89 grs. Volumen: 7.22 cm³



Mir57. Profundidad: 480.07 – 480.09 m.

Espécimen con matriz fina de color gris claro con clastos pequeños. los clastos más grandes miden de .2 a .5 cm. se nota un clasto gris con listas negras, jaspeado.

Peso: 14.93 grs. Volumen: 6.96 cm³



Mir58. profundidad: 484.18 – 484.20 m.

Muestra con matriz gris claro los clastos no se ven muy notorios, se ven clastos de color verde, negro y varían de .2 a .6 cm.

Peso: 14.33 grs. Volumen: 6.96 cm³



Mir59. Profundidad: 486.04 – 486.06 m.

Muestra semejante a la anterior, lo más notorio es un clasto de forma subangulosa en color blanco con incrustaciones grises y negras. Mide 1.3 cm. de largo y .7 cm. en su parte más ancha.

Peso: 13.47 grs. Volumen: 6.69 cm³



Mir60. Profundidad: 487.08 – 487.10 m.

Muestra con matriz fina de color gris con clastos de varias formas en color gris claro subredondeados de .1 a .5 cm. de tamaño. Se nota un clasto que puede ser "melt".

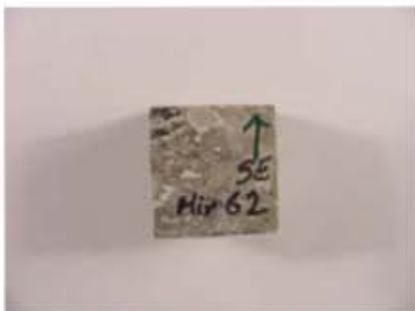
Peso: 14.01 grs. Volumen: 6.78 cm³



Mir61. Profundidad: 489.06 – 489.08 m.

Espécimen de color gris, de matriz fina con clastos grandes y pequeños, el más notorio es blanco con incrustaciones de fragmentos más pequeños negros, algunos verdes, es subangulos y mide 1.2 cm. por 1.3 cm. en su parte más ancha.

Peso: 12.16 grs. Volumen: 5.828 cm³



Mir62. Profundidad: 491.10 – 491.12 m.

Espécimen semejante al anterior, se nota un clasto jaspeado en blanco y negro en una de las esquinas. Los clastos varían de .1 a .5 cm.

Peso: 12.80 grs. Volumen: 5.96 cm³



Mir63. Profundidad: 492.15 – 492.17 m.

Muestra con matriz fina con clastos que miden desde milímetros a centímetros, de color beige, de formas subredondeadas.

Peso: 17.09 grs. Volumen: 7.85 cm³



Mir64. Profundidad: 493.08 – 493.10 m.

Espécimen de matriz fina color gris con clastos de diverso tamaño, la mayoría son subredondeados y algunos subangulares, el tamaño varía de .1 cm. a .35 cm. aproximadamente. Son de color gris en diferentes matices. Y parece que también hay "melt".

Peso: 16.54 grs. Volumen: 7.48 cm³.



Mir65. Profundidad: 494.18 – 494.20 m.

Espécimen con matriz gris de grano muy fino, con clastos de formas desde subangulosos a subredondeados en color gris claro y diferentes matices, algunos son de color beige y miden entre .05 cm y .5 cm.

Peso: 12.27 grs. Volumen: 5.72 cm³



Mir66. Profundidad: 495.10 – 495.12 m.

Espécimen de matriz fina color gris oscuro, muestra fragmentos suangulosos de diferentes matices de gris tamaño variable de .2 a .5 cm. se nota un clasto que es de color gris verdoso y mide .8 cm. de largo.

Peso: 16.94 grs. Volumen: 7.75 cm³.



Mir67. Profundidad: 496.08 – 496.10 m.

Espécimen semejante al anterior, los clastos son subredondeados, algunos subangulosos de color gris más claro que la matriz que es gris oscura de grano muy fino.

Peso: 15.72 grs. Volumen: 7.12 cm³.



Mir68. Profundidad: 497.28 – 497.30 m.

Muestra con matriz muy fina de color gris oscuro con clastos de subredondeados a subangulosos de tonalidades grises más claras que la matriz y algunos de color gris-beige miden de .1 a .4 centímetros.

Peso: 13.84 grs. Volumen: 6.20 cm³.



Mir70. Profundidad: 498.45 – 498.47 m.

Espécimen con matriz fina de color gris un poco oscuro con clastos de .5 a .9 cm. de tamaño de formas subangulosas a subredondeadas, los fragmentos pequeños son menores a .5 cm. y son más subredondeados. Los colores son diferentes matices del gris y algunos de color beige.

Peso: 16.33 grs. Volumen: 7.08 cm³.



Mir71. Profundidad: 499.97 – 499.99 m.

Muestra semejante a la anterior, se nota que los clastos están como mezclados o fundiéndose con la matriz. Sí se distinguen. Los clastos pequeños mide en general .1 cm y son redondeados, y los grandes miden de .4 a 1 cm. y son subangulosos.

Peso: 16.92 grs. Volumen: 7.44 cm³.



Mir72. Profundidad: 501.0 – 501.02 m.

Espécimen semejante al anterior, lo más notorio es un clasto gris claro con un inclusión en medio de color verde-gris. La matriz es color gris y tiene fragmentos subredondeados más pequeños.

Peso: 14.39 grs. Volumen: 6.42 cm³.



Mir73. Profundidad: 501.61 – 501.63 m.

Muestra con matriz de color gris oscura con clastos de tonalidad gris más clara que la matriz y algunos de color beige. Los subredondeados miden entre .3 y .6 cm. y los angulosos .4 a .8 cm. Tiene un clasto gris oscuro que ocupa 3 caras del cubo.

Peso: 15.64 grs. Volumen: 6.79 cm³.



Mir74. Profundidad: 502.72 – 502.74 m.

Muestra con matriz fina de color gris un poco claro, con clastos de formas angulosas a subredondeadas de color beige y gris, miden aproximadamente entre .1 y .5 cm.

Peso: 18.04 grs. Volumen: 7.50 cm³.



Mir75. Profundidad: 503.81 – 503.83 m.

Muestra con matriz de color gris oscuro de grano muy fino; con tamaño de clastos desde .1 a .6 cm. en colores beige y diferentes tonalidades de gris. En una de las esquinas de la muestra se nota un clasto blancuzco con inclusiones pequeñitas en color negro.

Peso: 16.19 grs. Volumen: 7.57 cm³.

ANEXO II

TABLAS Y FIGURAS

Tabla de Unidades y Conversiones para cantidades comunes de magnetismo.

| | Sistema CGS (EMU) | | Sistema Internacional (SI) | | Conversión |
|--|---|---|-----------------------------------|------------------------------|--|
| | Unidad Fundamental | Unidades | Unidades Fundamentales | Unidades | |
| Energía | | erg | | Joule (J) | 1 erg = 10^{-7} J |
| Fuerza (F) | gm cm s^{-2} | dyne | kg m s^{-2} | Newton (N) | 1 dyne = 10^{-5} N |
| Corriente (I) | 10 C s^{-1} | abampere | C s^{-1} | Ampere (A) | 1 abampere = 10 A |
| Inducción Magnética (B) | $0.1 \text{ gm s}^{-1} \text{ C}^{-1}$ | gauss (G) | $\text{kg s}^{-1} \text{ C}^{-1}$ | Tesla (T) | 1 gauss = 10^{-4} T |
| Campo Magnético (H) | $0.1 \text{ gm s}^{-1} \text{ C}^{-1}$ | oersted (Oe) | $\text{C s}^{-1} \text{ m}^{-1}$ | Ampere m^{-1} (A/m) | 1 Oe = $(1/4\pi) \times 10^3$ A/m |
| Magnetización (J) | $0.1 \text{ gm s}^{-1} \text{ C}^{-1}$ | gauss(G) (=emu cm^{-3}) | $\text{kg s}^{-1} \text{ C}^{-1}$ | Tesla (T) | 1 gauss = $4\pi \times 10^{-4}$ T |
| Momento dipolar magnético/ unidad de Volumen | $0.1 \text{ gm s}^{-1} \text{ C}^{-1}$ | gauss (G) (=emu cm^{-3}) | $\text{C s}^{-1} \text{ m}^{-1}$ | A/m | 1 gauss = 10^3 A/m |
| Momento Magnético (M) | $0.1 \text{ gm s}^{-1} \text{ C}^{-1} \text{ cm}^3$ | gauss cm^3 (G cm^3 = emu) | $\text{C s}^{-1} \text{ m}^2$ | A m^2 | 1 gauss cm^3 = 10^{-3} A m^2 |
| Susceptibilidad Magnética (χ) | adimensional | | Adimensional | | $\chi(\text{cgs}) = 4\pi \chi(\text{SI})$ |

Conversiones comúnmente empleadas en paleomagnetismo:

Magnetización, $J = 10^{-3}$ G se convierte a "magnetización" = 1 A/m.

Campo Magnético, $H = 1$ Oe se convierte a "campo magnético" = 10^{-4} T = 0.1 mT.

Algunos Ejemplos:

Potencia de la superficie del campo magnético: 0.24-0.66 Oe = 0.024-0.066 mT.

Campo Magnético generado en el laboratorio electromagnético: 2000 Oe = 0.2T = 200 mT.

Momento dipolar magnético de la tierra: 8×10^{25} G cm^3 = 8×10^{22} A m^2 .

NRM de rocas basálticas: 10^{-3} G = 1 A/m;

Granito: 10^{-4} G = 0.1 A/m;

Limonita no marina: 10^{-5} G = 10^{-2} A/m;

Limonita marina: 10^{-7} G = 10^{-4} A/m.

Tabla obtenida de : Butler Robert F., 1998. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes., electronic edition. Tucson, Arizona., p. 14.

Tabla de reacciones termoquímicas inducidas en el laboratorio

| De | A | °C |
|--------------------------|-----------|---------|
| Ígneos | | |
| Titanomagnetitas impuras | Magnetita | >300 |
| Magnetita | Maghemita | 150-250 |
| Olivinos | Magnetita | >300 |
| Pirita | Magnetita | 350-500 |
| Maghemita | Hematita | 350-400 |
| Magnetita | Hematita | >500 |
| Piroxenos | Magnetita | >600 |
| Sedimentos | | |
| Siderita | Magnetita | >200 |
| Lepidocrocita | Maghemita | 220-270 |
| Goetita | Hematita | 110-120 |
| Maghemita | Hematita | 350-450 |
| Pirita | Magnetita | 350-500 |
| Magnetita | Hematita | >500 |
| Hematita | Magnetita | >500 |

Las temperaturas actuales son fuertemente dependientes de la forma y tamaño del grano, las condiciones redox, proporción de calentamiento, etc., son solamente indicativas. Similarmente, el producto magnético resultante del calentamiento es independiente de las condiciones redox específicas en la temperatura y es probable que muchas de estas reacciones tomen lugar lentamente y a baja temperatura en condiciones naturales, por ejemplo la goetita puede cambiar a magnetita entre 100 y 120 ° C en condiciones de baja oxidación.

Tabla obtenida de Tarling, D.H. y Hrouda F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall., p. 56.

Tabla de parámetros de anisotropía publicados.

| <i>Propiedad/parámetro</i> | <i>Ecuación</i> | <i>Referencia</i> |
|--------------------------------|--|-----------------------------|
| Magnitud de anisotropía | | |
| Grado de anisotropía corregida | $p_j = \exp \sqrt{2 \left[(n_1 - n_m)^2 + (n_2 - n_m)^2 + (n_3 - n_m)^2 \right]}$ <p>Donde $n_1 = \ln K_1$; $n_2 = \ln K_2$; $n_3 = \ln K_3$; $n_m = \sqrt[3]{(n_1 \cdot n_2 \cdot n_3)}$</p> | Jelinek, 1981 |
| Grado de anisotropía (P2) | K1/K3 | Nagata, 1961. |
| Anisotropía absoluta | (k1-K3)/k2 | Rees, 1966. |
| Anisotropía Total | (k1-K3)K _{mean} | Owens, 1974. |
| Lineación | | |
| Lineación (P1) o L | k1/k2 | Balsley y Buddington, 1960. |
| Lineación magnética | (k1-k2)/k _{mean} | khan, 1962. |
| Lineación | (k1+k3)/2k2 | Urrutia Fucugauchi, 1980. |
| Grado de lineación | 2k1/(k2+k3) | Hroudá et al., 1971. |
| Foliación | | |
| Foliación (p3) o F | k2/k3 | Stacey et al., 1960 |
| Foliación magnética (F) | (k2-k3)/k _{mean} | Khan, 1962. |
| Foliación | (k1+k2)2k3 | Balsley y Buddington, 1960 |
| Grado de foliación | 2k2/(k1+k3) | Urrutia Fucugauchi, 1980. |
| Proladez | | |
| Prolado | (k1-k2)/(k2-k3) | Khan, 1962. |
| Prolado | (2k1-k2-k3)/(k2-k3) | Urrutia Fucugauchi, 1980. |
| Obladez | | |
| Oblado | (k2-k3)/(k1-k2) | Khan, 1962. |
| Oblado | (k1+k2-2k3)/(k1-k2) | Urrutia Fucugauchi, 1980. |
| Forma | | |
| Parámetro de forma T | (2k2-k1-k3)/(k1-k3) | Jelinek, 1981. |
| Factor E | k22/k1k3 | Hroudá et al., 1971. |
| Indicador de forma | (k1k3-k2k3)/(k1k2-k1k3) | Stacey et al., 1960 |
| Forma elipsoide | (k1-k2)(2k1-k2-k3)/(k2-k3)(k1+k2-2k3) | Urrutia F. 1980. |
| Indicador de forma | (k1k3-k22)/(k1k2-k1k3) | Urrutia F. 1980. |

Otros parámetros

| | | |
|---------------------------|--|----------------------------|
| Indicador de esfuerzo | $(k_1k_3 - k_2k_3)/k_2k_3$ | Flinn, 1962. |
| Factor q | $(k_1 - k_2)/[(k_1 + k_2)/2 - k_3]$ | Granar, 1958. |
| Ángulo (V) | $\sin^{-1} \sqrt{(k_2 - k_3)/k_1 - k_3}$ | Graham, 1966. |
| Emplazamiento | $k_1/2\sqrt{(k_2k_3)}$ | Ellwood, 1975. |
| Velocidad de la corriente | $k_1/2\sqrt{(k_2k_3)}$ | Ellwood y Ledbetter, 1977. |

Los parámetros que se muestran en esta tabla han sido usados de diferentes formas por los autores que los definieron y no todos son recomendados para uso general, por lo que se debe tener precaución al usarlos. Los parámetros marcados en "negrita" son los parámetros mencionados en esta trabajo y los utilizados son Pj, T, L, F. El factor q se utilizó solamente al inicio del análisis y el ángulo V no se empleó; porque tanto V y q son más usados para sedimentos sin consolidar. Tabla modificada de Tarling y Hrouda, 1993; p18-19.

Patrón de rotación utilizado por el Kappabridge KLY-2

En la siguiente figura (a) se muestran los ejes x_1 , x_2 y x_3 están asociados con las direcciones características a la forma geométrica del espécimen. El sistema coordinado de ejes es idéntico al borde del espécimen; éste se marcó con una flecha simple, doble y triple. La medición de la AMS se realiza en un Kappabridge KLY-2; la muestra se inserta en el receptáculo especial para muestra cúbicas (figura b) y se mide en las 15 posiciones del patrón de rotación para especímenes cúbicos (figura c).

El susceptibilímetro KLY-2 está diseñado para la medición de la susceptibilidad magnética y anisotropía de rocas. La operación está basada en mediciones de cambios de inductividad en una bobina. Tiene una alta precisión, proporciona una medición rápida y de gran sensibilidad que hace posible la medición de rocas con propiedades magnéticas muy débiles, tienen varios rangos de medición (100, 200, 400, 1000, ..., 200 000 $\times 10^{-6}$ SI) además de otras especificaciones que se encuentran en el manual.

Figura a) Especímen cúbico marcado para efectuar las mediciones de anisotropía.

Figura b) Receptáculo o contenedor de los especímenes.

Figura d) Vista de la unidad de lectura de la medición del Kappabridge KLY-2.

Figura e) Unidad de medición del Kappabridge KLY-2.

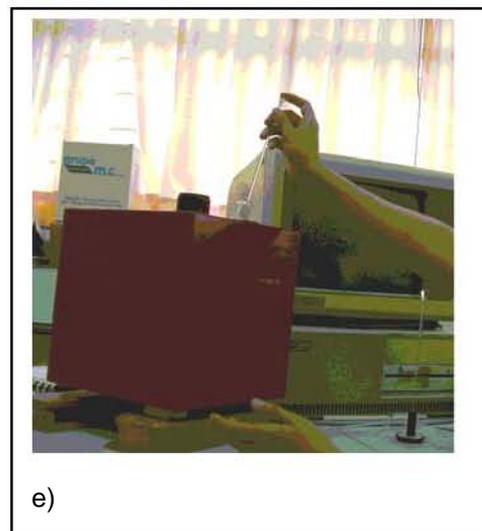
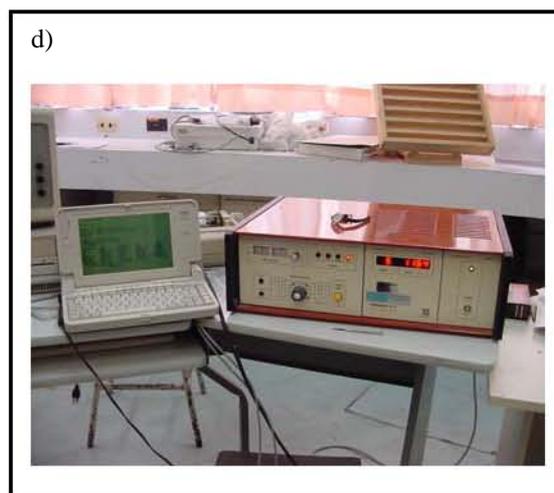
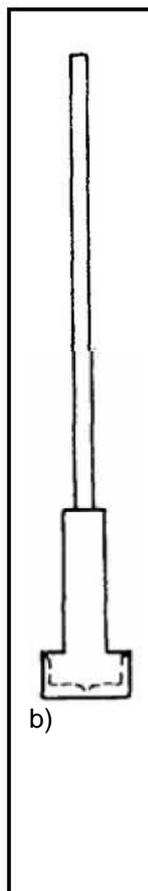
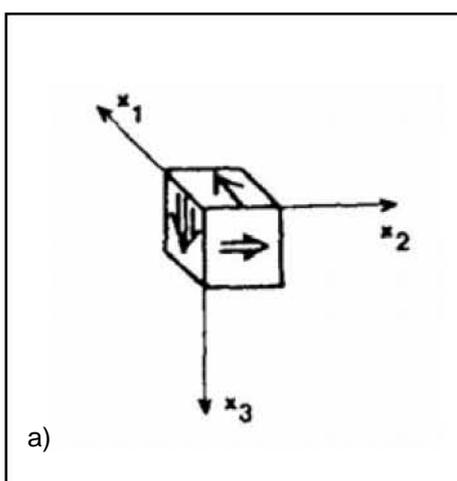
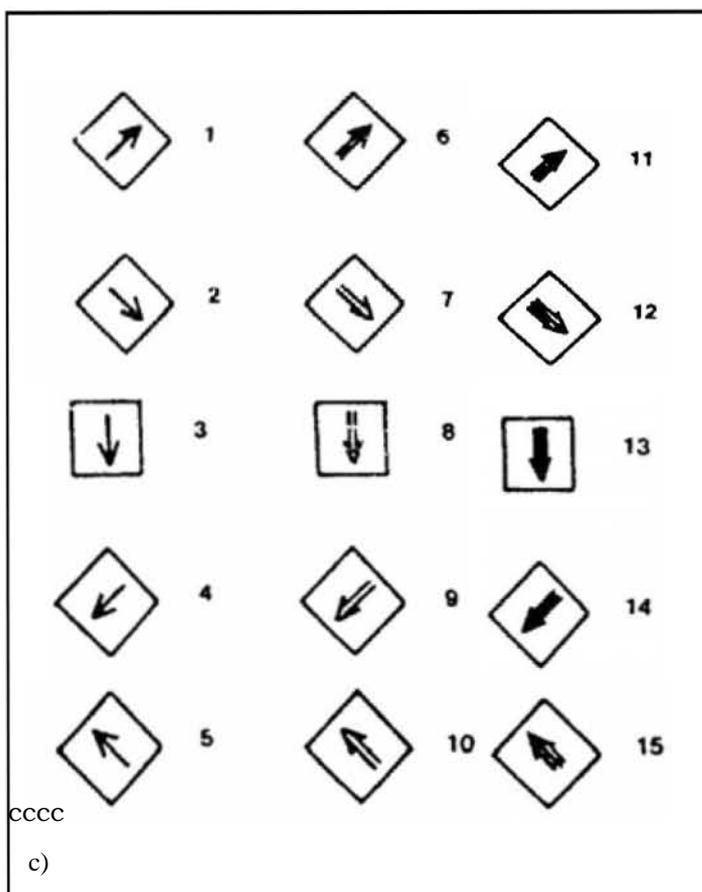


Figura c) Patrón de las posiciones para las mediciones en el KLY-2. Esta cantidad de mediciones asegura un menor error en la medición y asegura la mayor exactitud en ésta además de que con este patrón se puede determinar el tensor de susceptibilidad en términos de la susceptibilidad direccional de S (ver sección II.3.1.2).



Patrón de rotación utilizado por el Magnetómetro Spinner JR6/JR6A

Este magnetómetro se usa como instrumento de laboratorio para mediciones de magnetización remanente (RM) de muestras de rocas en estudios de propiedades magnéticas. El instrumento usa componentes microelectrónicos. Se controla por medio de una computadora por un canal serial RS232C. Está equipado con el manipulador de especímenes de autoposición y un receptáculo de muestras automático que permiten mediciones de todas la componente del vector de magnetización remanente. Tiene una opción para elegir la velocidad de rotación; a baja velocidad aumenta la posibilidad para medir especímenes frágiles o con considerables desviaciones en tamaño y forma.

Con respecto al tamaño de la muestra se pueden medir en forma de cubos o cilindros. Las especificaciones de medición de las muestras se muestran a continuación:

| Forma | | Receptáculo automático | Receptáculo manual |
|----------|----------|------------------------|--------------------|
| Cilindro | Diámetro | 25.4mm | 25.4mm |
| | | 25.0mm | |
| | Longitud | 22.0mm | 22.0mm |
| Cubo | | | 20.0mm |
| | | | 22.7mm |
| | | 20.0 mm | 23.5mm |

| | |
|---|---|
| Velocidad de Rotación | 87.7 ó 16.7 rev/s. |
| Rango de Medición | Auto-rango de 0 a 12500 A/m en 7 rangos |
| Ruido | 2.4 A/m |
| Sensibilidad | 2.4 A/m |
| Precisión de la medición de los componentes de RM | 1%,+-2.4mAm |
| Requerimientos de Potencia | 230,120,100v +-10%, 50/60Hz,40VA |
| Rango de temperatura de operación | +15 a 35 C |

Principio de Medición.

Los especímenes de roca de forma y tamaño definido giran a una velocidad angular constante en la unidad de aceleración dentro de un par de bobinas. Un voltaje AC es inducido en las bobinas cuya amplitud y fase dependen de la magnitud y dirección del vector de magnetización remanente del espécimen. El voltaje es amplificado, filtrado y digitalizado por medio de un análisis de Fourier, las mediciones calculan dos componentes rectangulares de la proyección del vector de magnetización remanente en el plano perpendicular al eje de rotación.

El magnetómetro puede ser operado desde el teclado de una computadora externa por medio del canal serial usado en el programa REMA6. El programa permite mediciones del vector de magnetización remanente, su conversión al sistema geográfico y paleogeográfico además del registro de los datos en un archivo. Las mediciones del vector de magnetización remanente consiste de sucesivas mediciones en 4 posiciones ó 6 posiciones. Para la medición completa se producen 4 valores para Z del vector de RM y dos valores de las componentes X y Y de las cuales se calcula el valor promedio. Este proceso elimina cualquier valor residual no compensado del receptáculo RM y reduce el error en la medición causado por la forma inapropiada de la muestra o por el ruido del instrumento.

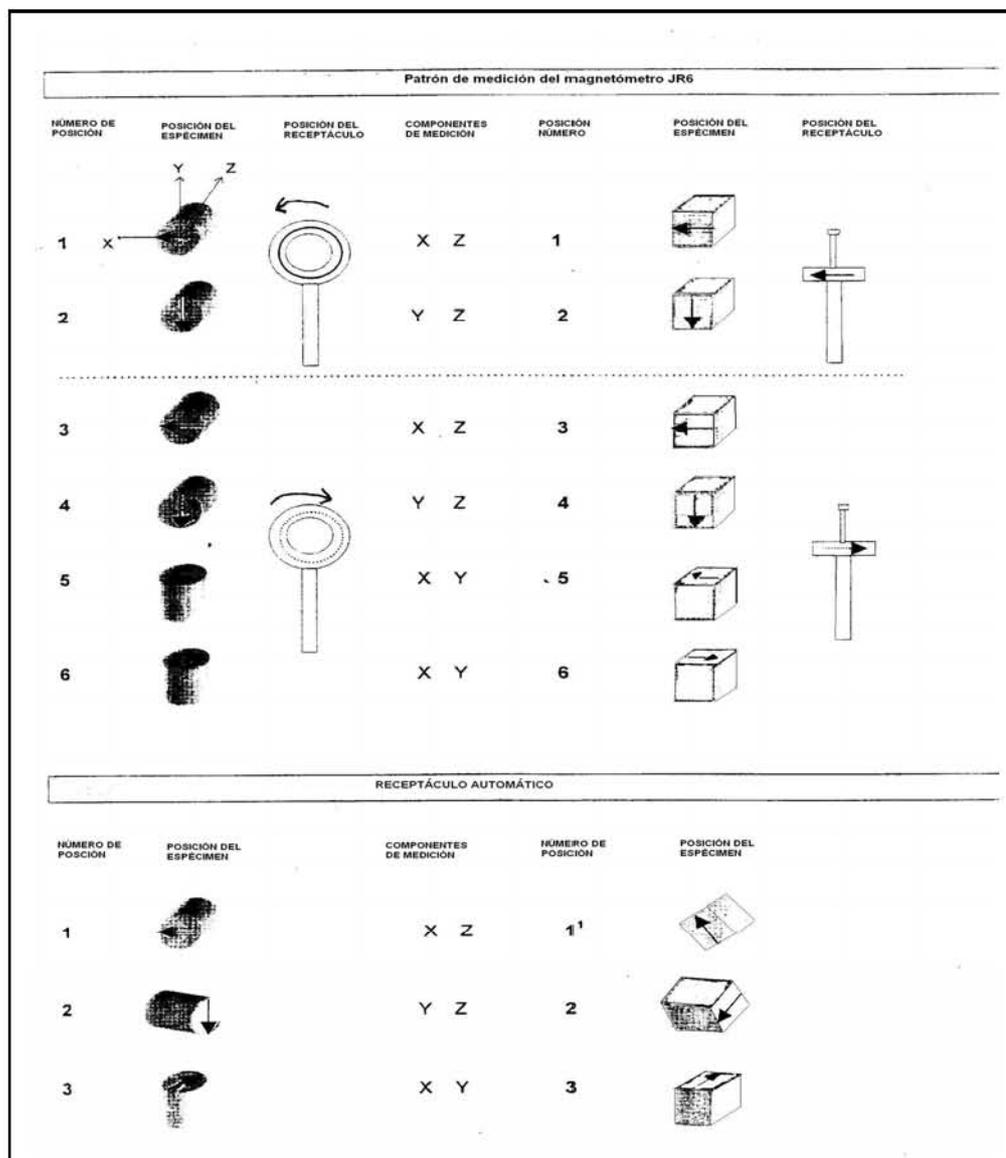


Figura que muestra el patrón de rotación utilizado por el JR6. La línea que se observa entre las posiciones 2 y 3 significa que el receptáculo se pone en posición inversa (es girado 180°), Las flechas en los especímenes cilíndricos o cúbicos definen el sistema coordenado del espécimen en el cual el vector de magnetización remanente es medido.

LISTADO DE LOS ESPECÍMENES Y SU PROFUNDIDAD

| Muestra | Intervalo (m) | Caja | Unidad | Muestra | Intervalo (m) | Caja | Unidad |
|---------|---------------|------|--------|---------|---------------|------|--------|
| 1 | 361.94-361.96 | 109 | U2 | 51 | 466.67-466.69 | 144 | U4 |
| 2 | 364.48-364.50 | 109 | U2 | 52 | 467.65-467.67 | 144 | U4 |
| 3 | 369.43-369.45 | 111 | U2 | 53 | 468.61-468.63 | 144 | U4 |
| 4 | 376.53-376.55 | 113 | U2 | 54 | 470.92-470.94 | 145 | U4 |
| 5 | 376.82-376.84 | 114 | U2 | 55 | 474.97-474.99 | 147 | U4 |
| 6 | 379.31-379.33 | 114 | U2 | 56 | 476.00-476.02 | 147 | U4 |
| 7 | 380.63-380.65 | 115 | U2 | 57 | 480.07-480.09 | 148 | U4 |
| 8 | 382.33-382.35 | 116 | U2 | 58 | 484.18-484.20 | 150 | U4 |
| 9 | 384.81-384.83 | 116 | U2 | 59 | 486.04-486.06 | 150 | U4 |
| 10 | 385.40-385.42 | 117 | U2 | 60 | 487.08-487.10 | 151 | U4 |
| 11 | 388.35-388.37 | 118 | U2 | 61 | 489.06-489.08 | 151 | U4 |
| 12 | 390.44-390.46 | 118 | U2 | 62 | 491.10-491.12 | 152 | U4 |
| 13 | 396.81-396.83 | 120 | U2 | 63 | 492.17-492.15 | 152 | U4 |
| 14 | 400.08-400.10 | 121 | U2 | 64 | 493.08-493.10 | 153 | U4 |
| 15 | 401.28-401.30 | 122 | U2 | 65 | 494.18-494.20 | 153 | U4 |
| 16 | 402.92-402.94 | 122 | U2 | 66 | 495.10-495.12 | 153 | U4 |
| 17 | 404.62-404.64 | 123 | U2 | 67 | 496.08-496.10 | 154 | U4 |
| 18 | 404.73-404.75 | 123 | U2 | 68 | 497.28-497.30 | 154 | U4 |
| 19 | 407.49-407.51 | 124 | U2 | 69 | 497.55-497.57 | 154 | U4 |
| 20 | 411.43-411.45 | 125 | U2 | 70 | 498.45-498.47 | 155 | U4 |
| 21 | 347.63-347.65 | 104 | U2 | 71 | 499.97-499.99 | 155 | U4 |
| 22 | 355.22-355.24 | 106 | U2 | 72 | 501.0-501.02 | 156 | U4 |
| 23 | 355.24-355.26 | 106 | U2 | 73 | 501.61-501.63 | 156 | U4 |
| 24 | 412.1 -412.3 | 126 | U3 | 74 | 502.72-502.74 | 156 | U4 |
| 25 | 412.39-412.41 | 126 | U3 | 75 | 503.81-503.83 | 156 | U4 |
| 26 | 414.40-413.42 | 126 | U3 | 76 | 334.85-334.87 | 99 | U1 |
| 27 | 416.44-416.46 | 127 | U3 | 77 | 336.08-336.10 | 100 | U1 |
| 28 | 418.87-418.89 | 128 | U3 | 78 | 338.78-338.80 | 101 | U1 |
| 29 | 420.78-420.80 | 128 | U3 | 79 | 341.62-341.64 | 102 | U1 |
| 30 | 421.17-421.19 | 129 | U3 | 80 | 345.27-345.29 | 103 | U1 |
| 31 | 423.62-423.64 | 129 | U3 | | | | |
| 32 | 424.41-424.43 | 130 | U3 | | | | |
| 33 | 427.62-427.64 | 131 | U3 | | | | |
| 34 | 431.30-431.32 | 132 | U3 | | | | |
| 35 | 434.02-434.04 | 133 | U3 | | | | |
| 36 | 436.81-436.83 | 134 | U3 | | | | |
| 37 | 439.89-439.91 | 135 | U3 | | | | |
| 38 | 443.43-443.45 | 136 | U3 | | | | |
| 39 | 450.72-450.74 | 138 | U3 | | | | |
| 40 | 451.93-451.95 | 139 | U3 | | | | |
| 41 | 452.53-452.55 | 139 | U3 | | | | |
| 42 | 453.69-453.71 | 139 | U3 | | | | |
| 43 | 454.51-454.53 | 140 | U3 | | | | |
| 44 | 458.68-459.70 | 141 | U3 | | | | |
| 45 | 460.55-460.57 | 142 | U3 | | | | |
| 46 | 462.03-462.05 | 142 | U3 | | | | |
| 47 | 462.79-462.81 | 143 | U3 | | | | |
| 48 | 463.85-463.87 | 143 | U3 | | | | |
| 49 | 465.03-465.05 | 143 | U4 | | | | |
| 50 | 465.49-465.51 | 143 | U4 | | | | |

ANEXO III

VOCABULARIO

- Afanítico:** Textura de las rocas ígneas caracterizada por granos minerales que son demasiado pequeños para ser identificados sin un microscopio petrológico.
- Alogénico:** Aplicable a minerales u otros componentes de una roca que derivan de rocas preexistentes y han sido transportados cierta distancia hasta pasar a formar parte de la unidad en la que se encuentran actualmente.
- Alteración deutérica:** Cambios mineralógicos y texturales que ocurren en una roca ígnea durante las etapas finales de su cristalización a partir de una roca fundida. Generalmente se dan muy por encima de la temperatura ambiente y algunos cambios se dan años después de la solidificación.
- Anhidrita:** mineral, sulfato de fórmula CaSO_4 , frecuente en depósitos evaporíticos. Precipita a partir de agua de mar a temperaturas superiores a 42°C junto con yeso y halita y también puede formarse por deshidratación de yeso.
- Anisotropía:** La variación en las propiedades físicas de un medio que dependen de la dirección según la cual se midan.
- Anorogénico:** Aplicado a una característica que no se generó como resultado de actividad tectónica. // Un rasgo geológico que se forma durante un periodo de quietud tectónica entre periodos orogénicos.
- Autigénicos:** aplicable a materiales (minerales) que se generan en la roca de la que forman parte durante o inmediatamente después de su sedimentación.
- Blobs:** gotas
- Caliche:** Horizonte carbonatado formado en suelos de regiones semiáridas, bajo condiciones de precipitación escasa y una temperatura media anual de unos 18°C . Se originan por precipitación de carbonato cálcico transportado en solución.
- Caliza:** término aplicado a cualquier roca sedimentaria que consiste básicamente en carbonato, cuyo origen es frecuentemente químico, orgánico o detrítico.
- Caliza oolítica:** **Oolito:** que está compuesta de oolitos; partícula de carbonato, subesférica, de tamaño de grano de arena y con anillos concéntricos de carbonato cálcico que rodean a un núcleo que es de otra partícula.
- Calcarenita:** roca sedimentaria carbonatada constituida por un alto porcentaje de clastos, en la que tanto los clastos como la matriz están compuestos de carbonato.
- Calclutita:** Caliza de grano muy fino compuesta por partículas carbonáticas de tamaño limo y arcilla.
- Clasto:** Partícula o fragmento de roca obtenido a partir de la rotura de esta. Estos fragmentos pueden variar de tamaño desde bloques o grano de tamaño limo.
- Clivaje:** 1. conjunto de discontinuidades en una roca, a lo largo de superficies próximas y paralelas, se usa generalmente para rocas metamórficas. La fábrica inducida por el clivaje produce generalmente una dirección preferente de anisotropía.
2. En minerales, propiedad evidente cuando los cristales se separan a lo largo de planos de debilidad inherentes en la estructura de sus redes atómicas. Es

descrito con un adjetivo, p. ej., bueno, pobre, etc. Y se refiere a sus direcciones cristalográficas, plano y grado de perfección.

Coagulación: Es un proceso físico-químico por el cual un líquido se espesa y se convierte total o parcialmente en una masa blanda.

Condensación: Fís. Acción por medio de la cual un cuerpo líquido o gaseosos se reduce a un volumen menor, aumentando como consecuencia su densidad. // Quím. Formación de un compuesto químico nuevo por combinación de dos o más moléculas en una.

Coquina: Caliza clástica detrítica que contiene una alta proporción de fragmentos gruesos de conchas cementados por carbonato cálcico.

Corte y Cruce (Cross.cutting): Ley de las relaciones de corte. Una roca ígnea, una falla o cualquier otra estructura geológica debe ser más joven que cualquier roca a través de la cual corte.

Cron: 1) unidad geocronológica equivalente a la unidad cronoestratigráfica cronozona, habitualmente basada en zonación mediante fósiles. 2) Intervalo único de polaridad constante del campo geomagnético.

Cron de polaridad: intervalo de tiempo elemental en la escala de tiempo magnetoestratigráfica durante el cual el campo magnético de la tierra es constante o predominantemente de una misma polaridad. La duración de un cron es variable, pero generalmente superior a 0.1 Ma.

Deformación plástica: Tipo de deformación que comenzando con una fase de comportamiento elástico para bajos niveles de esfuerzo pasa a otra fase de deformación continua no recuperable. Se produce en rocas sometidas a condiciones de alta presión o temperatura y produce deformación permanente sin que existan fenómenos de ruptura macroscópicos.

Dikelets: Una pequeña saliente de un dique.

Dique: Intrusión discordante tabular o que corta las estructuras. La mayoría de los diques son verticales o subverticales habiéndose abierto camino a través de las rocas encajantes.

Dolomía: Un tipo de roca sedimentaria formada generalmente por dolomitización de calizas, con las que frecuentemente están interestratificadas. El término dolomía se refiere a rocas que contienen más del 90% de dolomita

Dolomita: Mineral petrogenético ampliamente distribuido, generalmente es un mineral secundario, formado por la acción de soluciones ricas en magnesio sobre calizas.

Dolomitización: En la diagenesis, reemplazamiento de un mineral, generalmente calcita o aragonito (ambos CaCO_3), por dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). La dolomitización requiere de aguas diagenéticas con una relación Mg/Ca relativamente alta y que sean capaces de disolver la calcita o aragonito y al mismo tiempo precipitar dolomita.

Dominio magnético: En un material ferromagnético, volumen en el que todos los espines del electrón están orientados en la misma dirección.

Espalación: (geología planetaria) La eliminación de las capas superficiales de una roca por la interacción de la onda de choque (compresiva) con la superficie debido al impacto de un micrometeorito.

Esquistocidad: estructuración interna propia de las rocas metamórficas de grado medio alto

debida al reordenamiento de las micas planares y anfíboles siguiendo superficies planares a causa del metamorfismo regional.

Exsolution: solución sólida no mezclada de algunos pares de minerales formados solo a altas temperaturas y se vuelven inestables en bajas temperaturas. Cuando se enfrían lentamente, un mineral puede separarse de otro en cierto punto de la curva de enfriamiento.

Fábrica isotrópica: orientación aleatoria en el espacio del elemento del cual una roca está compuesta.

Feldespatos: Constituyen el grupo más importante de los silicatos petrogenéticos, incluyendo los feldespatos alcalinos y las plagioclasas.

Fireball: literalmente significa meteorito. También significa Un combustible ardiente – nube de aire cuya energía es emitida primariamente en calor radiante. El núcleo interno de la nube consiste casi completamente de combustible, mientras la capa externa (donde la ignición ocurre primero) consiste de un combustible flamable — mezclado con aire. Como la capacidad de los gases calientes de mantenerse a flote aumenta, la nube ardiente tiende a elevarse, expandirse y produce una forma esférica.

Flujo laminar: Un flujo de corriente sin turbulencia. Un flujo suave a baja velocidad en el cual los elementos siguen rutas directas y son paralelos a las paredes del canal.

Fuerzas magnetostáticas: surgen de los polos magnéticos que se desarrollan en la superficie de cada dominio.

Gneis: término petrológico de carácter general que se aplica a rocas bandeadas de grano grueso formadas durante metamorfismo regional de alto grado. El bandeo es el resultado de la separación de los minerales cuarzofeldespáticos claros.

Isotropía: Uniformidad de las características físicas de un medio independientemente de la dirección en la que sean medidas.

Lutita: roca sedimentaria de grano fino, compacta, compuesta fundamentalmente por partículas del tamaño de la arcilla.

Metasomatismo: 1. remplazamiento del proceso de solución capilar simultánea y depositación por la cual un nuevo mineral de composición total o solo una parte química puede crecer en el cuerpo de un mineral viejo o agregado mineral. 2. El proceso por el cual un mineral es remplazado por otro de diferente composición química perteneciente a reacciones por la introducción de un material de origen externo. 3. solución simultánea y depositación a través de pequeñas aberturas generalmente submicroscópicas y principalmente por soluciones de agua subterránea por la cual un nuevo mineral de composición total o por parte puede crecer dentro un mineral o agregado mineral.

Micron: Es un micrómetro o una millonésima de un metro.

Micrometer: Su símbolo (μm) es una unidad de longitud en el sistema internacional (S.I.) está definido como una millonésima de un metro ($1 \times 10^{-6} \text{m}$).

Monomítico: término aplicado a un material que tiene un solo tipo de roca

Ondas de choque: Onda compresional que al menos por un periodo de tiempo muy corto actuó sobre el material en el que ocurre un impacto a hipervelocidad o por una explosión.

Oxidación deutérica: Es la oxidación que ocurre durante el enfriamiento original de una

roca ígnea.

Polimíctico: Aplicado a conglomerados que contienen clastos de diferentes tipos de rocas.

Provincia: En geografía, área marina o continental incluida dentro de un cinturón climático.

Rarefacción: es cuando la gran presión en una onda de choque es relevada por las ondas liberadas o propagadas desde la superficie libre dentro del material impactado.

Roca de fusión: (Melt). Porción de la superficie rocosa impactada por un proyectil a hipervelocidad que se funde como consecuencia del impacto en un cuerpo planetario.

Sill: Intrusión ígnea tabular que tiene superficies de contacto concordantes. También se denomina filón capa y dique concordante.

Sílex: roca sedimentaria formada por un agregado micro a criptocristalino de cristales de cuarzo y, en menor medida, de otros minerales inestables de la sílice. Puede aparecer en capas o estratos tanto biogénicos como volcánicos. También puede tener origen diagenético, formando nódulos o masa irregulares formadas por reemplazamiento parcial de rocas sedimentarias, especialmente calizas y dolomías.

Solución sólida: Una sola fase cristalina, la cual puede variar en composición dentro de límites finitos sin la apariencia de una fase adicional.

Subsolvus: La línea curva (en sistemas binarios o superficie en sistemas ternarios) separando un campo de solución sólida homogénea de un campo de dos o más fases sólidas las cuales pueden formarse de uno homogéneo sin mezcla.

Suevita: Brecha de impacto, especialmente brechas de caída, que contienen inclusiones vítreas (impactito), así como fragmentos de rocas de las secuencias originales.

Tektites: Tectitas. Rocas compuestas de pequeños fragmentos de vidrio negro translúcido y ricos en silicatos. La mayoría de las tectitas muestran formas salpicadura (gotas, lágrimas, etc.) indicando un enfriamiento y solidificación rápida durante el vuelo. Se piensa que se han formado como material expulsado en impactos de meteoritos.

Varva: una capa bandeada de limo y arena depositada anualmente en lagos, especialmente cerca de mantos de hielo. El material más burdo y pálido se deposita en verano; el material de grano más fino y oscuro se deposita en invierno. Una varva consiste en una banda clara y otra oscura, pueden ser usada para calcular la edad de los depósitos glaciares.

Vidrio: Material sólido, cuya composición química varía en un rango amplio y sin orden estructural atómico.

Vidrio diapléctico: Vidrio formado en estado sólido de un mineral preexistente por la acción de ondas de choque o metamorfismo de choque.

ANEXO IV

PRUEBAS DE NORMALIDAD

DISTRIBUCIÓN NORMAL

Para una variable discreta, se denomina función de probabilidad a la función que asigna a cada valor de la variable aleatoria la probabilidad de los resultados del experimento asociados a ese valor. En el caso continuo, la función de densidad desempeña un papel semejante. La función de densidad se obtiene como la curva límite a la que se aproxima el histograma de representación de los valores observados cuando el tamaño de la muestra tiende a infinito y las clases consideradas en el histograma son cada vez más finas.

Una variable aleatoria se caracteriza por su función de distribución, definida en cada valor como la probabilidad de que la variable aleatoria tome valores menores o iguales que dicho valor. El modelo de distribución de probabilidad más importante para variables continuas es la distribución Normal, cuya función de densidad es:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2\right] \quad -\infty < x < \infty$$

Una variable aleatoria con esa función de densidad tiene media μ y varianza σ^2 . En particular si $\mu=0$ y $\sigma^2=1$ la distribución se denomina Normal estándar y típica, (0,1), y su función de distribución está tabulada. Por lo tanto, para poder localizar una observación en la distribución se trabajará con la variable transformada :

$$z = \frac{x - \mu}{\sigma}$$

La distribución Normal se caracteriza porque:

- La función de densidad es simétrica y con forma de campana.
- La distribución de casos en torno a la media tiene siempre la misma forma, dependiendo sólo de la desviación estándar. Como ejemplo, en los intervalos: $[\mu - \sigma, \mu + \sigma]$ y $[\mu - 2\sigma, \mu + 2\sigma]$ se concentra, aproximadamente el 68% y el 95%, respectivamente, de la distribución, independientemente de los valores de μ y σ .

COEFICIENTE DE ASIMETRÍA

Los momentos de una variable aleatoria X^* son los valores esperados de ciertas funciones de X . éstos forman una colección de medidas descriptivas que pueden emplearse para caracterizar la distribución de probabilidad de X y especificarla si todos los momentos de X son conocidos. Generalmente se definen alrededor del cero o del valor esperado de X .

Como se sabe el primer momento de alrededor del cero es *la media o valor esperado* de la variable aleatoria, el segundo momento central es la *varianza* de la variable aleatoria, el tercer momento central está relacionado con la *asimetría* de la distribución de probabilidad de X ; cuando la distribución presenta un sólo pico el conocimiento del tercer momento central (μ^3) no es suficiente para tener una idea de la forma de la distribución, para estos casos se usa el tercer momento

estandarizado dado por: $\alpha_3^* = \mu_3 / (\mu_2)^{\frac{3}{2}}$ que recibe el nombre de *coeficiente de asimetría*. El coeficiente de asimetría α_3 es la medida de la asimetría de una distribución de probabilidad con respecto a su dispersión. Si la distribución de la variable es simétrica su valor será

igual a cero ($\alpha_3 = 0$), valores mayores que cero ($\alpha_3 > 0$) indicarán que las desviaciones a la media son mayores para los valores superiores a la media que para los valores inferiores; mientras que valores menores que cero ($\alpha_3 < 0$) indican que las desviaciones a la media son mayores para los valores inferiores a la media que para los superiores.

COEFICIENTE DE KURTOSIS (CURTOSIS)

El cuarto momento central $\mu_4 = E(X-\mu)^4$ es una medida de qué tan *puntiaguda* es la distribución de probabilidad y recibe el nombre de curtosis. Al igual que en el caso anterior es mejor usar el cuarto momento estandarizado:

$\alpha_4 = \mu_4 / \mu_2^2$ como una medida relativa de la curtosis. Si $\alpha_4 > 3$, la distribución de probabilidad presenta un pico relativamente alto y se denomina *leptocúrtica*; si $\alpha_4 < 3$ la distribución es relativamente plana y recibe el nombre de *platicúrtica*; y si $\alpha_4 = 3$, la distribución no presenta pico muy alto ni muy bajo y se la llama *mesocúrtica*.

El coeficiente de curtosis es una medida de la concentración de la distribución en torno a la media. Si la variable sigue una distribución Normal, su valor será igual a cero; valores mayores que cero indicarán que la distribución tiende a concentrarse en torno a la media más que en una distribución normal; mientras que valores menores que cero indicarán que tiende a dispersarse más.

PRUEBA DE KOLMOGOROV-SMIRNOV

La prueba de Komogorov-Smirnov (K-S) es una prueba de bondad de ajuste que se utiliza para contrastar la hipótesis nula de que la muestra procede de una población en la que la distribución de X es una determinada distribución teórica F_e . Es decir, la hipótesis nula (H_0) que se desea contrastar es:

$$H_0: F = F_e$$

Si el valor p-asociado al estadístico de contraste es menor que α , se rechazará la hipótesis nula al nivel de significación α . La ecuación anterior queda $H_0: F = \text{Normal}$.

La prueba K-S se basa en una comparación entre las funciones de distribución acumulativa que se observan en la muestra ordenada y la distribución propuesta bajo la H_0 . Si esta comparación revela una diferencia suficientemente grande entre las funciones de distribución muestral y propuesta, entonces la hipótesis nula de que la distribución es F_e se rechaza.

Considérese la H_0 , en donde $F_e(x)$ se especifica en forma completa. Denótense por $X_{(1)}, X_{(2)}, \dots, X_{(n)}$ a las observaciones ordenadas de una muestra aleatoria de tamaño n y defínase la función de distribución acumulativa muestral como:

$$S_n(x) = \begin{cases} 0 & x < X_{(1)}, \\ \frac{k}{n} & X_{(k)} \leq x < X_{(k+1)}, \\ 1 & x \geq X_{(n)}, \end{cases} \text{ respectivamente.}$$

En otras palabras, para cualquier valor ordenado x de la muestra aleatoria, $S_n(x)$ es la proporción del número de valores en la muestra que son iguales o menores a x. Ya que $F_e(x)$ se encuentra especificada, es posible evaluar a $F_e(x)$ para algún valor deseado de x, y entonces comparar este último con el valor correspondiente de $S_n(x)$. Si la H_0 es verdadera, entonces es lógico esperar que la diferencia sea relativamente pequeña. La estadística de K-S se define como :

$D_n = \max |S_n(x) - F_e(x)|$ la estadística D_n tiene una distribución que es

independiente del modelo propuesto bajo la H_0 ; por esta razón se dice D_n es una estadística independiente de la distribución. Lo anterior da como resultado que la función de distribución de D_n pueda evaluarse sólo en función del tamaño de la muestra y después usarse para cualquier $F_e(x)$.

Para un tamaño α del error de tipo I, es decir, rechazar H_0 cuando en realidad H_0 es cierta, la región crítica es de la forma:

$$P\left(D_n > \frac{c}{\sqrt{n}}\right) = \alpha. \quad \text{De acuerdo con lo anterior, la } H_0 \text{ se rechaza si para}$$

algún valor x observado el valor de D_n se encuentra dentro de la región crítica de tamaño α .

PRUEBA DE KOLMOGOROV-SMIRNOV-LILLIEFORS Y GRÁFICO DE PROBABILIDAD NORMAL

Una prueba alternativa para contrastar la hipótesis de distribución Normal es la de Kolmogorov-Smirnov-Lilliefors (K-S-L), que consiste en una particularización de la prueba de K-S para el caso en que la distribución esperada, F_e , es una Normal, Es decir:

$H_0: F = \text{Normal}$ a diferencia de la prueba anterior, en la que el estadístico de contraste se construye a partir de la máxima diferencia en valor absoluto entre las funciones de distribución empírica y esperada, en esta prueba el estadístico se basa en las diferencias entre las dos funciones a lo largo de toda la curva. En consecuencia el valor p obtenido con la prueba de K-S-L es más preciso.

Una segunda alternativa para analizar la normalidad de una distribución es el gráfico de probabilidad normal, que permite comparar, gráficamente, la función de distribución observada sobre la muestra con la función de distribución de una Normal(0,1), por lo que la variable objeto de análisis debe tener media 0 y desviación típica 1. En el gráfico de probabilidad normal se representan los valores observados, en el eje horizontal, frente a los esperados bajo la hipótesis de distribución Normal (0,1), en la vertical. Si la muestra procediera de una población Normal, dichos valores deberían ser aproximadamente iguales y, por tanto, los puntos del gráfico deberían estar situados sobre la recta que pasa por el origen con pendiente igual a 1.

Bibliografía:

Canavos, George C., 1988. PROBABILIDAD Y ESTADÍSTICA, Aplicaciones y métodos., McGraw-Hill, 651p.

Ferrán, Aranz Magdalena.,1996. SPSS PARA WINDOWS, programación y análisis estadístico. McGraw-Hill/Interamericana de España, S.A., 580 p.