



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

APLICACIÓN DE TÉCNICAS DE EXPLORACIÓN
GEOFÍSICA SOMERA EN LA ZONA PREHISPÁNICA DE
CHAPINGO, TEXCOCO, MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICO

PRESENTA:

ALEJANDRO ROSADO FUENTES

DIRECTOR DE TESIS:

DRA. MARÍA ALEJANDRA ARCINIEGA CEBALLOS



2014

1. Datos del alumno

Rosado

Fuentes

Alejandro

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Física

304597150

2. Datos del tutor

Dra.

María Alejandra

Arciniega

Ceballos

3. Datos del sinodal 1

Dr.

Ricardo

Méndez

Fragoso

4. Datos del sinodal 2

Dr.

Luis Alberto

Barba

Pingarrón

5. Datos del sinodal 3

M. en C.

Juan Esteban

Hernández

Quintero

6. Datos del sinodal 4

Lic.

Luis Gerardo

Morett

Alatorre

7. Datos del trabajo escrito

Aplicación de técnicas de exploración geofísica somera
en la zona prehispánica de Chapingo, Texcoco, México

126 p

2014

AGRADECIMIENTOS

El principal agradecimiento es para mis padres, Beatriz y Mario, y mis hermanos, Héctor y Mario, por el apoyo que siempre me han brindado en mi vida personal y académica. A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y a la Facultad de Ciencias (FC-UNAM) por la formación académica que me han dado. Al Instituto de Geofísica (IGf-UNAM) por las facilidades y apoyo para la realización de mi servicio social y esta tesis. A la Dirección General Asuntos del Personal Académico (DGAPA) por el apoyo brindado a través del proyecto PAPIIT IN106111 y al IGf por el apoyo brindado a través de la beca de titulación.

A la Dra. Alejandra Arciniega por el apoyo, tiempo y dedicación que me ha brindado desde hace ya algunos años. A mi jurado: Dr. Luis A. Barba Pingarrón, Dr. Ricardo Méndez Fragoso, M. en C. Juan E. Hernández Quintero y Lic. Luis G. Morett Alatorre por su pronta respuesta, tiempo y observaciones para mejorar este trabajo.

A Mishel por todos los momentos vividos juntos, los paseos, las pláticas y la emoción de compartir esto contigo. A mis amigos del Columbia y del *árbol*. ¡A todos gracias!

Índice general

1. RESUMEN.	1
2. INTRODUCCIÓN.	2
3. FÍSICA Y ARQUEOLOGÍA.	6
3.1. EL QUEHACER ARQUEOLÓGICO.	6
3.2. ARQUEOMETRÍA.	9
3.3. PROSPECCIÓN ARQUEOLÓGICA.	11
4. MÉTODOS GEOFÍSICOS DE EXPLORACIÓN.	15
4.1. MÉTODO MAGNÉTICO.	16
4.1.1. VARIACIÓN DIURNA Y SECULAR.	17
4.1.2. EL CAMPO MAGNÉTICO DEL NÚCLEO EXTERNO.	18
4.1.3. CAMPO MAGNÉTICO DE FUENTES EXTERNAS A LA TIERRA.	19
4.1.4. ANOMALÍAS MAGNÉTICAS EN LA CORTEZA Y SUS FUENTES.	20
4.1.5. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.	21
4.1.6. CORRECCIONES A LOS DATOS MAGNÉTICOS.	27
4.1.7. FILTROS.	29
4.2. MÉTODO SÍSMICO.	31
4.2.1. FUENTES SÍSMICAS.	32
4.2.2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.	32
4.2.3. MÉTODO DE REFRACCIÓN SÍSMICA.	44
4.2.4. MÉTODO DE INVERSIÓN DE TIEMPO DE VIAJE.	48
4.2.5. MÉTODO DE INVERSIÓN DE TOMOGRAFÍA DE REFRACCIÓN SÍSMICA.	49
4.2.6. ERROR RMS.	51
4.3. APLICACIÓN EN ARQUEOLOGÍA.	51
5. ÁREA DE ESTUDIO.	53
5.1. MARCO DE REFERENCIA GEOGRÁFICA.	53
5.2. MARCO GEOLÓGICO.	57
5.2.1. FORMACIÓN DE LA CUENCA DE MÉXICO Y DEL SISTEMA LACUSTRE.	57
5.2.2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DEL LAGO DE TEXCOCO Y DEL ÁREA DE ESTUDIO.	60
5.3. CONDICIONES PALEONTOLÓGICAS Y PALEOAMBIENTALES.	62

ÍNDICE GENERAL

5.4. ASENTAMIENTOS HUMANOS PREHISPÁNICOS.	65
5.5. DE LA COLONIA A LA ACTUALIDAD.	70
5.6. DESARROLLO URBANO E IMPACTO AMBIENTAL A PARTIR DEL S. XVI. . .	71
6. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS.	74
6.1. MÉTODO MAGNÉTICO.	74
6.1.1. TRABAJO DE CAMPO.	74
6.1.2. PROCESAMIENTO DE DATOS.	75
6.2. MÉTODO SÍSMICO.	77
6.2.1. TRABAJO DE CAMPO.	77
6.2.2. PROCESAMIENTO DE DATOS.	80
6.3. ESPECIFICACIONES DEL EQUIPO UTILIZADO.	83
6.3.1. MAGNETÓMETRO GSM-19.	83
6.3.2. MAGNETÓMETRO GSM-19T.	83
6.3.3. STRATAVISOR NZ11.	83
6.3.4. GEÓFONOS.	84
7. RESULTADOS, INTEGRACIÓN E INTERPRETACIÓN.	85
7.1. MAPAS DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS.	85
7.2. PERFILES MAGNÉTICOS.	90
7.3. PERFILES SÍSMICOS.	94
7.4. COMPARACIÓN DE FUENTES.	94
7.5. CORRELACIÓN DE PERFILES.	97
8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	107
9. ANEXO I. DEDUCCIÓN DE ECUACIONES SÍSMICAS.	111
10. ANEXO II. IMÁGENES DE APOYO.	116
11. ANEXO III. FIGURAS DE LOS MODELOS MAGNÉTICOS GENERADOS.	118
Referencias	123

1

RESUMEN.

La presente tesis es un ejemplo de las aplicaciones que tiene la física en la arqueología. El objetivo es mostrar al lector una de las maneras en que la física contribuye a la labor arqueológica. En particular, se trata la aplicación de métodos geofísicos de exploración magnético y sísmico para realizar una prospección arqueológica en los terrenos de la Tabla Agrícola San Martín, Lote SM-15 del Campo de Fitotecnia de la Universidad Autónoma Chapingo. En estos terrenos se hallaron accidentalmente rasgos arqueológicos en una zanja hecha para la instalación de un tubo de drenaje. Por tal motivo se exploró la zona desde la superficie con el objetivo de ubicar y diferenciar estructuras arqueológicas y geológicas dentro de los terrenos. Con los métodos geofísicos de exploración somera aplicados se identificaron estructuras que pudieran ser de origen prehispánico, colonial o geológico.

2

INTRODUCCIÓN.

Desde la Colonia la Zona Metropolitana del Valle de México (ZMVM) ha sido el centro político-económico del país. El hecho de que sea la metrópoli más grande de México, la más poblada y que esté asentada sobre el ahora extinto sistema lacustre de la Cuenca de México conlleva una serie de problemas que pueden ser aminorados aplicando métodos geofísicos de exploración. Entre estos problemas están los relacionados con la urbanización, planeación de asentamientos humanos, identificación de zonas de riesgo y de filtrado, agrietamiento y hundimiento del subsuelo debido a la sobre-explotación de mantos freáticos y al peso de las construcciones modernas, construcción de vías de comunicación y servicios urbanos, localización de agua subterránea, restos arqueológicos y paleontológicos, comportamiento del subsuelo ante un evento sísmico e inundaciones. Si bien es cierto que estos problemas no son exclusivos de la ZMVM, es aquí donde se hacen más notorios y adquieren importancia debido a la alta densidad poblacional. Para evitar estos problemas en el futuro, los existentes deben ser atendidos en las zonas actualmente ocupadas y en las que se estima serán ocupadas en los próximos años.

La localización de vestigios arqueológicos a través de estudios geofísicos de exploración ofrece una oportunidad para que los arqueólogos identifiquen y recuperen la cultura de nuestro país. Las construcciones prehispánicas y coloniales son más rígidas que las arcillas en las que se encuentran enterradas y se comportan como cuerpos rígidos que varían en forma y dimensión. Estas construcciones afectan la estabilidad de las edificaciones modernas y modifican el comportamiento del subsuelo, incluso ante eventos sísmicos; además, afectan la sedimentación de los lagos y la deposición de las arcillas lacustres. Un estudio realizado tras los sismos de septiembre de 1985 mostró una relación entre las edificaciones destruidas o dañadas con la ubicación de construcciones coloniales y prehispánicas (ver figura 2.1). Los mayores daños tuvieron lugar en los bordes de caminos prehispánicos (Calzada de Tlalpan), bardas perimetrales (San Lázaro), acueductos (Avenida Chapultepec), edificaciones prehispánicas (Templo Mayor) y centros de población (Tlatelolco y Plaza de la Santa Veracruz). Más de 2,000 estructuras ubicadas en los lugares antes mencionados fueron dañadas o colapsaron [Padilla y Sánchez, 1989]. De no identificar los vestigios arqueológicos las construcciones modernas que yacen o podrían en el futuro yacer sobre de ellos podrían verse afectadas; además de que los restos arqueológicos se perderán para siempre.

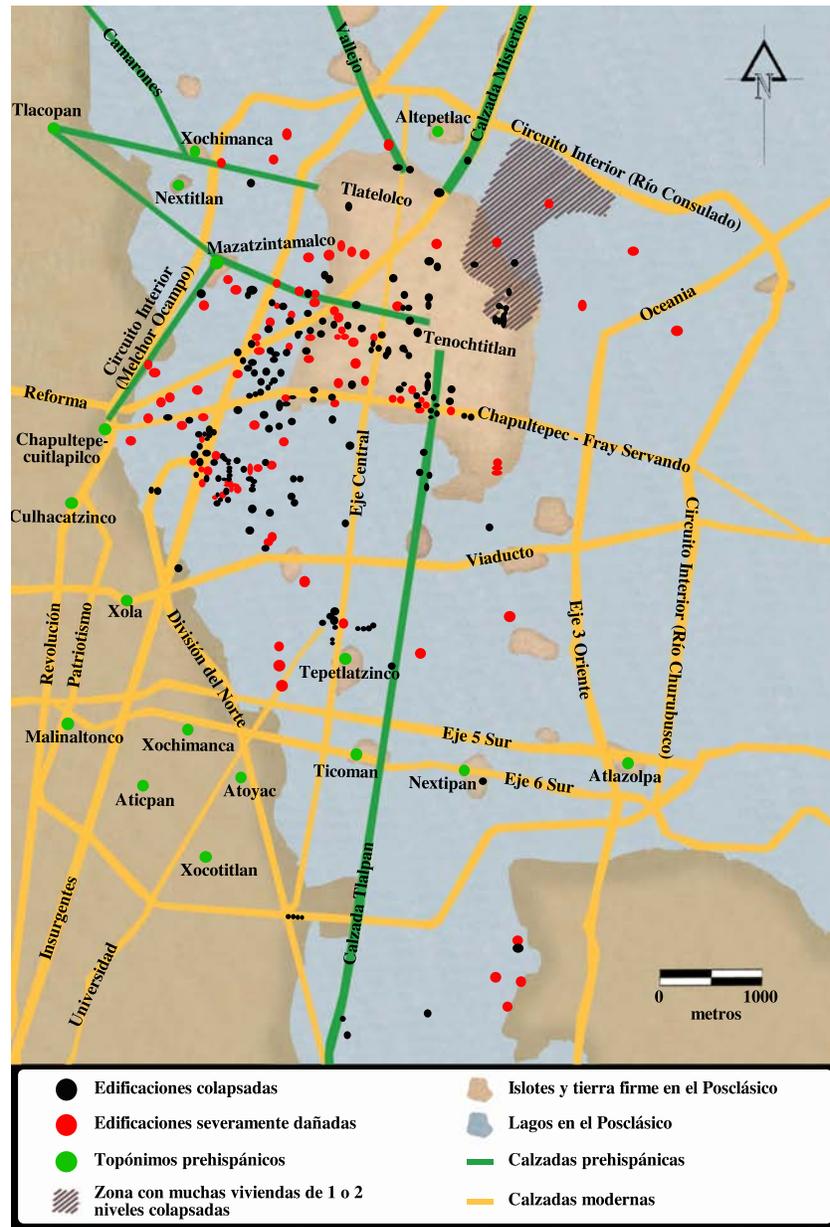


Figura 2.1: Distribución de las estructuras dañadas o colapsadas en el antiguo sistema lacustre de la Cuenca de México durante los sismos de 1985 y su relación con los asentamientos prehispánicos. (Imagen: Rosado, A. Creada a partir de una imagen satelital de Google Earth y las imágenes encontradas en Padilla y Sánchez, 1989; DOSSIER, 2004 pág. 22 y 33 respectivamente.)

En la actualidad cada vez es más evidente la necesidad de realizar trabajos interdisciplinarios para tener una mayor visión del problema que se tiene y resolverlo de manera integral. En esta tesis se puede encontrar una de las tantas maneras en que la física puede ayudar a resolver problemas de carácter arqueológico. Los métodos geofísicos de exploración somera aplicados a la arqueología a través de campañas de prospección arqueológica le brindan al arqueólogo una visión de los ras-

gos arqueológicos de un sitio antes de realizar una excavación. Estos estudios enriquecen la labor arqueológica pues ayudan a que los arqueólogos planeen mejor una excavación y ahorren recursos y tiempo.

El área de estudio de esta tesis se encuentra en Chapingo, la cual forma parte de la ciudad de Texcoco de Mora, Texcoco, Estado de México. Si bien no son muchos los sitios arqueológicos abiertos al público en esta región del Estado de México, en Texcoco y en los poblados cercanos, como San Miguel Tocuila y Huexotla, se han encontrado una serie de restos arqueológicos que van desde cerámica hasta estructuras conocidas como tlateles. La cercanía de estos poblados con el lago de Texcoco permitió que la zona se desarrollara como un corredor socio-económico desde la llegada del hombre a la Cuenca de México. Con el establecimiento de los mexicas en el centro del lago de Texcoco y el auge que manifestó esta civilización, Texcoco y Huexotla se convirtieron en grandes urbes prehispánicas que no perdieron su importancia durante la Colonia.

La historia de este sitio desde la Colonia hasta la actualidad se conoce; basta saber que en el casco de lo que fue la hacienda de Chapingo se encuentra la Rectoría de la Universidad Autónoma Chapingo (UACH). No obstante, la historia prehispánica de esta zona es un tanto desconocida y las evidencias de la misma son prácticamente inexistentes. Hay que tener en cuenta que la UACH se encuentra justo en medio de Texcoco y Huexotla, dos urbes prehispánicas cuyo auge se da a la par de Tenochtitlan. Esto hace que la probabilidad de encontrar evidencia arqueológica en los terrenos de la UACH sea alta.

La propuesta de realizar el estudio en estos terrenos surge a partir de un hallazgo arqueológico accidental al hacer una zanja para introducir una tubería de agua en la colindancia O del terreno SM-15-1 (Luis Morett Alatorre, comunicación personal). Antes de la intervención de los arqueólogos del INAH, se pudieron identificar canales para drenaje, huecos para postes, entierros y presencia de adobes y cerámicas que datan aproximadamente del 300 al 1,100 d.C.. Adicionalmente fue posible identificar un horizonte teotihuacano, un terreno ondulado que se entiende como una superficie surcada, una superficie lacustre o jaboncillo y 1.8 m de depósitos formados a lo largo de 900 años.

Con estos antecedentes surge la motivación para realizar estudios de prospección arqueológica con métodos de exploración geofísicos. En este estudio se aplicaron los métodos magnético y tomografía de refracción sísmica. Tradicionalmente el método magnético ha sido el más utilizado en estudios de prospección arqueológica y solo recientemente se están incrementando los estudios de prospección con el método sísmico, en particular con la tomografía de refracción sísmica. El objetivo es explorar la zona para ubicar y diferenciar estructuras arqueológicas y geológicas que se encuentren dentro de los terrenos estudiados.

El trabajo está estructurado para que el capítulo 1 de al lector un panorama global del trabajo arqueológico, de la arqueometría y finalmente de lo que es la prospección arqueológica. En este mismo capítulo se da un listado de las técnicas físicas utilizadas para enriquecer la labor arqueológica. Los fundamentos teóricos de cada método son tratados en el capítulo 2 de manera general.

Para enfocar el problema y conocer el contexto en el que se encuentra el sitio de estudio se decidió colocar los marcos de referencia geológico, paleontológico y paleoambiental, los cuales son tratados en el capítulo 3. En este mismo capítulo se da un breve panorama de los asentamientos

humanos prehispánicos, coloniales y modernos que se han establecido en la región de Texcoco, junto con su desarrollo y el impacto ambiental que estos han ocasionado. Para finalizar, se describe la metodología de campo y la metodología del procesamiento de los datos obtenidos. Se muestran los mapas magnéticos y los perfiles magnéticos y sísmicos generados, y se da una breve descripción de los perfiles y las características que se encuentran. Para la integración de los datos y su interpretación se hace uso de la información que se encuentra en el capítulo 3. Con todo esto se puede concluir que en el terreno hay una serie de estructuras que pudieran ser prehispánicas o coloniales y una estructura de origen geológico.

En un inicio, se planeo realizar los levantamientos geofísicos en el terreno SM-15-1 pues es el más cercano a la zanja en donde se encontraron los restos arqueológicos de manera accidental. Sin embargo, y de último momento, se decidió realizar un último perfil sísmico en el terreno SM-15-2. Es por ello que los resultados obtenidos en ese terreno provienen solamente de un perfil sísmico y no de una combinación de ambos métodos.

3

FÍSICA Y ARQUEOLOGÍA.

La física es una ciencia que trata de entender la interacción entre la materia y la energía, su comportamiento y sus propiedades. Esto se puede ver claramente en la relación energía-masa encontrada en la Teoría de la Relatividad Especial de Albert Einstein publicada en 1905, la cual para objetos en reposo se convierte en la ecuación más famosa de la física: $E = mc^2$. Todo, desde las partículas elementales hasta los grandes cuerpos celestes, está compuesto de masa y energía. Si la física estudia estos dos conceptos universales, entonces la física está en todas partes y todo se puede estudiar a través del razonamiento físico. Entonces, ¿cómo es que la física nos puede ayudar a resolver problemas arqueológicos? La interdisciplina de la física con otras carreras no es nueva, tenemos como ejemplos la biofísica, astrofísica, geofísica, física médica, fisicoquímica, física-matemática y econofísica. ¿Pero qué hay de la física en la arqueología? A lo más, hemos llegado a escuchar de la arqueometría o de los arqueómetros, a pesar de que estos trabajos adquieren cada vez mayor relevancia en el campo de la arqueología.

Entre más atrás nos vayamos en el tiempo, más difícil es encontrar materiales que hayan sobrevivido hasta la actualidad. Uno de los mayores problemas para demostrar la evolución del ser humano y sus culturas desde sus inicios es la falta de evidencias físicas. Al encontrar estas evidencias surge la intriga por saber qué es, qué edad tienen, de qué están hechas, para qué se usaron y de dónde vienen. La física puede ayudar a resolver muchas de estas dudas, aunque la pregunta va a determinar qué técnica física se va a utilizar [Garrison, 2001].

3.1. EL QUEHACER ARQUEOLÓGICO.

La arqueología se puede tratar como una ciencia histórica ya que su interpretación se basa en la investigación y comprensión del pasado del hombre a través de los restos arquitectónicos de sus sociedades, de los artefactos utilizados y la transformación de estos a lo largo del tiempo. La arqueología es una ciencia humanística que sirve como “puente” interdisciplinario [Manzanilla y Barba, 2003] entre las humanidades y las ciencias, pues requiere datos para entender patrones y el equipamiento científico necesario para obtenerlos [Rosado, 2011].

El registro arqueológico es la evidencia física (e.g. artefactos, restos arquitectónicos, restos óseos, etc.) que se conserva de las sociedades del pasado [Herrera, 2011]. En la mayoría de los casos el registro arqueológico se encuentra sepultado y al mismo tiempo protegido por una matriz sedimentaria hasta el momento en que el arqueólogo arriba al sitio, o por el contrario, hasta que el sitio es saqueado; otros han formado parte del paisaje simulando montes naturales y algunos más han sido erosionados por la flora, torrentes y ríos de la región [Manzanilla y Barba, 2003].

Los materiales más abundantes del registro arqueológico son la lítica y la cerámica, también se pueden hallar materiales orgánicos que se degradan de acuerdo al medio de conservación y materiales como huesos, pieles, textiles, conchas, maderas, metales o restos humanos. Generalmente estos materiales se pueden recuperar en ciertas cantidades, dependiendo de los contextos arqueológicos estudiados y sus condiciones ambientales. Fosas, huellas de poste, diques, fogones, pisos, habitaciones, muros, edificios o almacenes son materiales arqueológicos que se pueden definir como no portátiles; comúnmente se les nombra estructuras o basamentos. Los artefactos y estructuras que conforman el registro arqueológico forman un sitio que puede llegar a ser tan simple como un campamento estacional o tan complejo como una gran urbe [ENAH, 2006].

El contexto arqueológico es todo aquel evento del pasado que haya sido conservado por el registro arqueológico. La identificación de los contextos arqueológicos es de suma importancia para la arqueología, de ahí se desprende la información irremplazable del uso, historia y funcionalidad de los materiales encontrados que ayudarán al entendimiento e interpretación de nuestro pasado [Herrera, 2011; ENAH, 2006]. Al abandonar un sitio las construcciones y los utensilios sufren transformaciones naturales como derrumbes, erosión, deposición de sedimentos, perturbación y modificación por la acción de flora y otros organismos (figura 3.1), entre otros procesos naturales; también sufren transformaciones culturales como pueden ser la inhumación, exhumación o rapiña entre otras. El contexto arqueológico es el resultado de estas transformaciones [Manzanilla y Barba, 2003; Herrera, 2011].



(a)



(b)

Figura 3.1: Estructuras arqueológicas con transformaciones naturales: a) Casa de Cortés, La Antigua, Veracruz; b) Juego de pelota, Zona Arqueológica de Cantona, Puebla. (Imágenes: Rosado, A.)

Al realizar una excavación los arqueólogos registran las asociaciones significativas en el orden en que los artefactos y objetos se van encontrando. Así definen la estratificación del sitio. La estratigrafía arqueológica es el análisis y el registro de los estratos o capas que forma un sitio arqueológico cuyo origen puede ser natural o cultural, y que aportará información valiosa para que los arqueólogos reconstruyan el orden en el que fueron depositados los elementos del contexto. Los estratos superiores son los más recientes y los más profundos son los más antiguos [ENAH, 2006].

El proceso de una investigación arqueológica se puede dividir en tres bloques: diseño de la investigación, investigación primaria e interpretación y publicación. En el diseño de la investigación se justifica el proyecto, se definen los objetivos y las hipótesis, se establece una metodología y se programa la cantidad de recursos materiales, humanos y económicos necesarios para efectuar la investigación. El objetivo fundamental del diseño de la investigación es hacer que la propia investigación sea lo más eficiente posible. Posteriormente viene la investigación primaria de gabinete, campo y laboratorio. La investigación en gabinete incluye la consulta bibliográfica, hemerográfica, cartográfica y documentos históricos que complementarán las investigaciones de campo y laboratorio. En la investigación en campo se hacen recorridos superficiales, excavaciones y en caso de ser posible etnoarqueología que consiste en realizar estudio de materiales dentro de contextos vivos. El estudio y análisis de materiales y artefactos recolectados en campo, así como la arqueología experimental que trata de simular los procesos en ambientes controlados, se llevan a cabo durante la investigación en laboratorio. Finalmente se llega a la interpretación y a la publicación. Como el nombre lo indica, se interpretan todos los resultados obtenidos de manera individual y colectiva, se corrobora si se alcanzaron los objetivos deseados y si las hipótesis formuladas fueron las correctas. El objetivo final es elaborar informes y publicaciones para dar a conocer los resultados de la investigación [ENAH, 2006].

Antes de dar inicio a una excavación es necesario delimitar los sitios. Se determina un punto que definirá la altura del sitio y que servirá como referencia de cualquier otro punto del sitio. Posteriormente se fija una línea base con un hilo en el sitio y la misma se dibuja en un plano. Toda medición necesaria debe referirse a esta línea base y al punto inicial de referencia con ayuda de instrumentos topográficos [ENAH, 2006]. Cada estrato, artefacto o basamento se dibuja en un plano indicando su posición referenciada, se toman fotografías o se hacen dibujos y se describen los rasgos característicos de la asociación de los elementos. Entre las herramientas empleadas por los arqueólogos se encuentran los picos, cucharillas, brochas y pinceles, una regla de referencia, cubetas y carretillas, instrumentos de hueso y de dentista, cintas métricas y plomadas [Manzanilla y Barba, 2003; ENAH, 2006].

Áreas domésticas, rituales, administrativas, comerciales y políticas; minas y canteras, zonas de molienda y consumo de alimentos, talleres y sectores de destazamiento, canales, entierros y ofrendas, basureros y almacenes, son ejemplos de los contextos arqueológicos que se pueden identificar tras una excavación minuciosa y un registro detallado y acertado. Si no se estudia el objeto dentro de su contexto, no importa si se pueden determinar las técnicas, materiales y motivos de decoración con los que fue hecho ni la rareza o unicidad del mismo; no será posible definir sus funciones [Manzanilla y Barba, 2003]. El estudio de los objetos dentro de su contexto nos dan un entendimiento general de la pieza y nos abren el panorama global del sitio.

3.2. ARQUEOMETRÍA.

En el año 2000 la arqueometría fue aceptada como el puente o interface entre las ciencias físicas y naturales con la arqueología. La arqueometría es un campo interdisciplinario en el cual se utilizan técnicas físicas, químicas, biológicas, geológicas y estadísticas para extraer información histórica no sólo del registro arqueológico, sino también del contexto arqueológico, de los artefactos y de todo el patrimonio cultural. El desarrollo de este nuevo campo ha creado y perfeccionado nuevas técnicas para atacar de manera particular ciertos problemas arqueológicos [Rosado, 2011; Glascock, 2008]. Se puede decir que prácticamente todas las investigaciones arqueológicas realizadas en la actualidad utilizan técnicas arqueométricas que amplían el panorama y la información que tiene el arqueólogo para estudiar el registro arqueológico, y que ya forman parte de las herramientas que deben conocer y aplicar [ENAH, 2006].

La arqueometría utiliza técnicas de prospección, datación, técnicas para la caracterización de materiales, para el análisis químico de superficies y materiales porosos, para el análisis espacial y superficial y técnicas para el estudio de restos óseos [Rosado, 2011]. La física se encuentra presente en cada una de las técnicas utilizadas por la arqueometría y aporta resultados sólidos, precisos y confiables que le dan al arqueólogo las herramientas para establecer una teoría comprobable, ubicar objetos dentro de la historia e inclusive eliminar la controversia asociada a ciertos objetos de la historia. Las técnicas arqueométricas son destructivas o no destructivas, el costo de su aplicación va desde unos cientos de dólares a varios miles de dólares, dependiendo del número de personas necesarias para realizar el estudio, el equipo utilizado, la disponibilidad del equipo y el tiempo para realizar el estudio.

Algunas de las técnicas utilizadas por la arqueometría se pueden clasificar como técnicas de imagenología, magnéticas, de luminiscencia, de microscopía, atómicas y nucleares (ver figura 3.2). Como se puede observar en la figura 3.2 son muchas las técnicas que enriquecen la labor arqueológica. Seguramente no se mostraron algunas como también es seguro que en el futuro se desarrollarán nuevas y mejores técnicas.

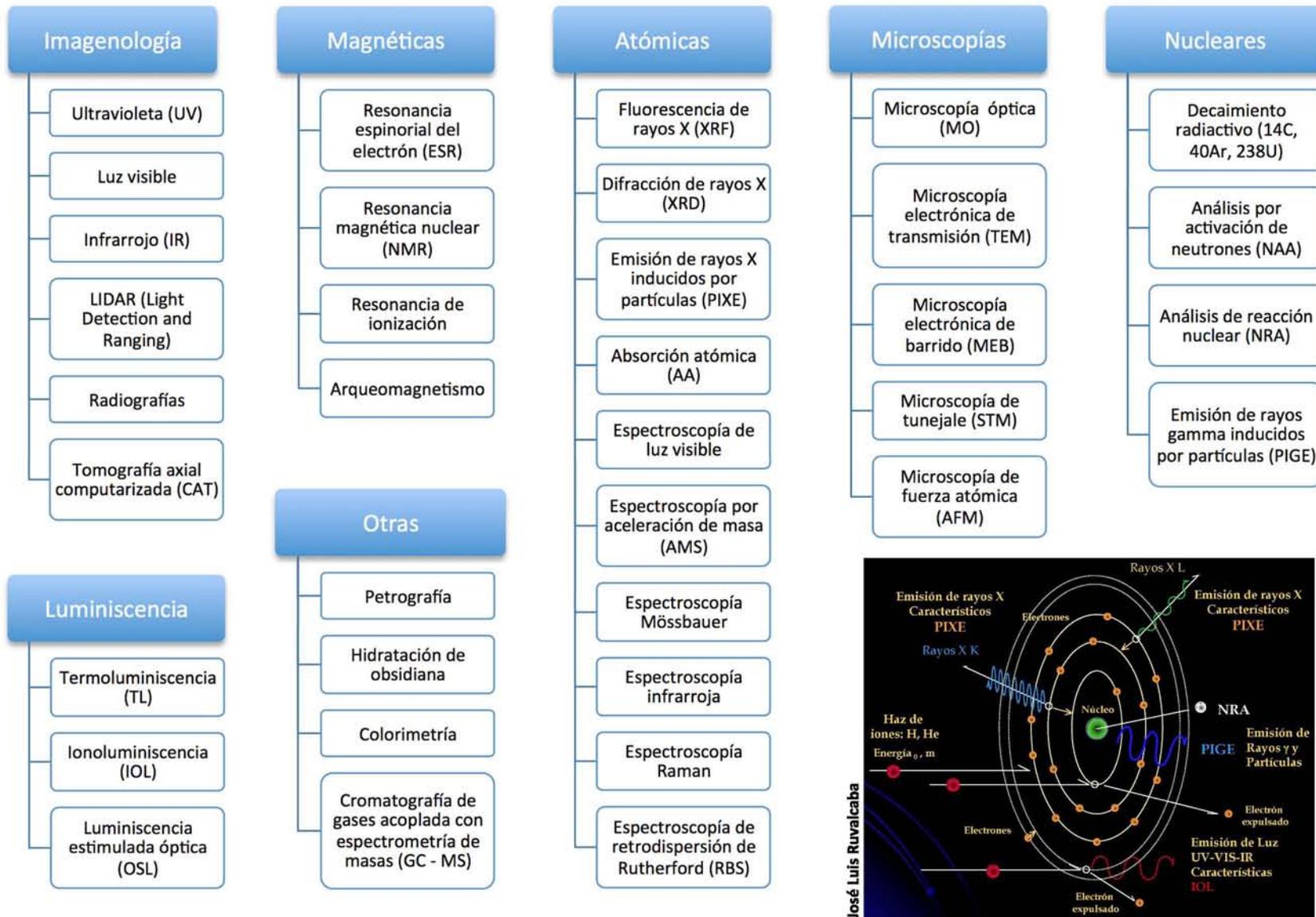


Figura 3.2: Técnicas utilizadas por la arqueometría extraídas de Garrison, 2001; Rosado, 2011; Fowler, 1967; García-Rosales et al., 2004; Manzanilla y Barba, 2003. La imagen en la esquina inferior derecha muestra la interacción electrónica de un haz de iones con la materia. (Imagen: Rosado, A.)

3.3. PROSPECCIÓN ARQUEOLÓGICA.

“Prospección arqueológica” es un término utilizado para describir el uso de diversas técnicas empleadas para extraer información del contexto arqueológico antes de realizar una excavación. Principalmente sirve para localizar por métodos superficiales un sitio y sus rasgos enterrados [Manzanilla y Barba, 2003]. La localización de estructuras enterradas está relacionada con las características del material que se encuentra alrededor, la tecnología aplicada durante su construcción y los materiales usados [Cardarelli y Di Filippo, 2009].

Como cualquier otra ciencia, la arqueología cuenta con hipótesis por corroborar. Una de las maneras de hacerlo es con su más grande “experimento”, la excavación. No obstante, el costo de una excavación es la destrucción del contexto arqueológico [Barba, 1990], además de que los datos obtenidos dañan y llegan a perder la información intrínseca del suelo y los sedimentos. Es inevitable que esto suceda, por ello la excavación es considerada una técnica destructiva y única [Manzanilla y Barba, 2003].

Al no poder evitar la destrucción del contexto arqueológico es necesario buscar opciones para minimizar su deterioro. Uno de los métodos para lograrlo es la aplicación de técnicas arqueométricas, en especial aquellas cuyo fin es obtener información del contexto desde la superficie, de manera no destructiva y que es interpretada antes de realizar la excavación. Estas técnicas y los equipos confiables y precisos para estudiar las propiedades químico-físicas del terreno y para localizar y caracterizar la evidencia existente de la actividad humana, son las que se utilizan en la prospección arqueológica [Barba, 1990; Glascock, 2008; Rosado, 2011].

Es complicado encontrar rasgos arqueológicos enterrados sin importar el grado de contraste que se obtenga al analizar los datos de la prospección. A mayor profundidad, la detección de rasgos arqueológicos pequeños es más difícil de lograr pues las señales contienen información del terreno circundante. En la mayoría de los sitios, los rasgos arqueológicos se encuentran en los primeros cinco metros de profundidad, es por ello que las técnicas de prospección geofísica deseables para su aplicación en la arqueología deben ser capaces de detectar señales débiles, filtrar ruido y tener buena precisión [Batayneh, 2011]. Si bien es cierto que las técnicas de prospección arqueológica son más utilizadas para la localización de sitios y rasgos arqueológicos enterrados, también es cierto que se pueden utilizar en sitios ya excavados para continuar buscando respuesta a las interrogantes de los arqueólogos como lo son las etapas de construcción, cavidades dentro de una estructura, actividades que se realizaban dentro y afuera de las edificaciones; sólo por mencionar algunas.

Todos los asentamientos humanos modifican el ciclo natural de formación de suelo, producen alteraciones físicas, concentran compuestos químicos y acumulan vestigios culturales. La intensidad de las modificaciones dependerá de factores como el tiempo de ocupación del sitio, el número de habitantes y el tipo de actividades realizadas, entre otros. La mayoría de las modificaciones son permanentes, forman parte ya de los sedimentos y son intrínsecos al suelo. Es gracias a esto que se pueden detectar después de cientos de años con el uso de técnicas geofísicas y geoquímicas cuyos datos se obtienen desde la superficie [Manzanilla y Barba, 2003; Barba, 1985].

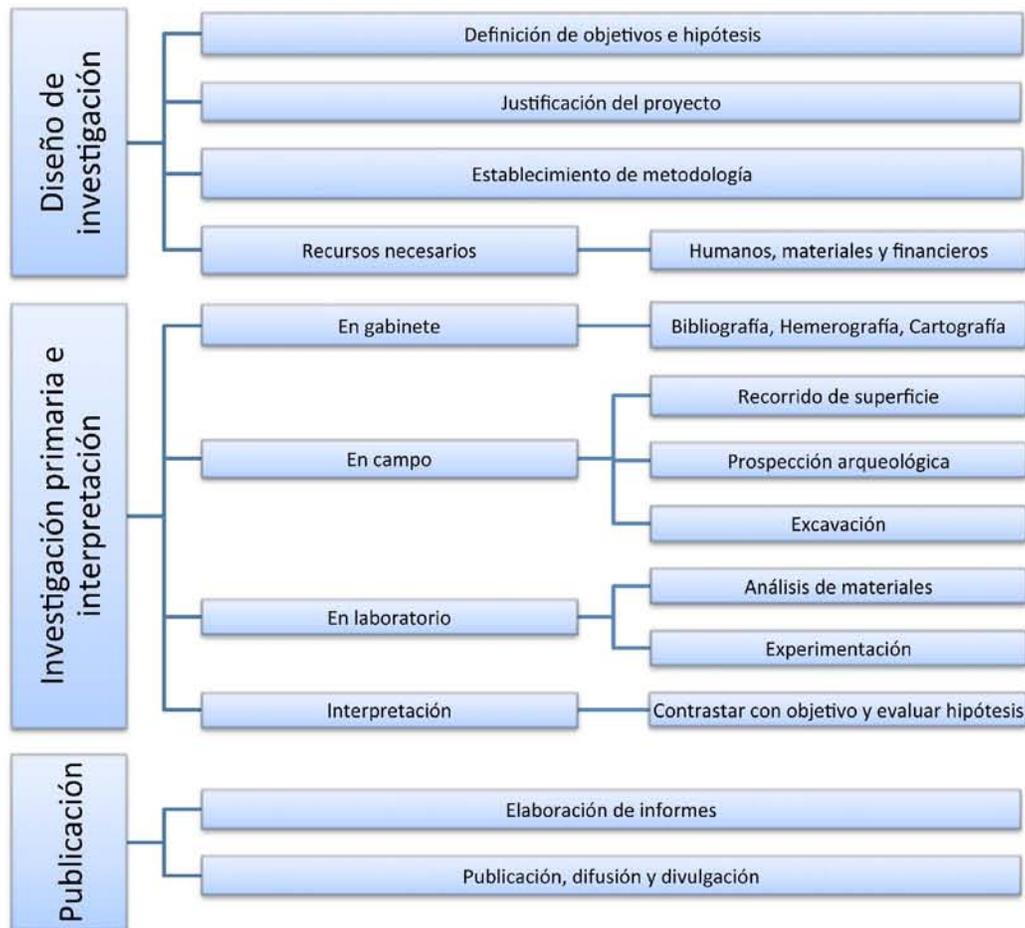


Figura 3.3: El proceso de la investigación arqueológica. (Imagen: Tomada de ENAH, 2006 pág. 104, modificada por Rosado, A.)

No obstante, todas las técnicas de prospección se limitan a la localización de estructuras con sus materiales dispersos y derrumbados, cavidades, grandes anomalías (hornos, caminos, cementerios, naufragios), fragmentos de cerámica y concentración de compuestos químicos acumulados en las cercanías del sitio [Manzanilla y Barba, 2003; Barba, 1985]. Estas limitaciones se deben a la incertidumbre asociada a los resultados y su interpretación, al poco contraste que puede haber entre uno y otro material dentro del contexto arqueológico o a que el mismo contexto está formado por diversas capas superpuestas una sobre otra y con poca distancia entre ellas. Sin embargo, las técnicas de prospección hacen que una excavación sea más eficiente, que se realice en menos tiempo y costo que los métodos arqueológicos tradicionalmente usados y que la información recabada sea más rica y valiosa. En la figura 3.3 se muestra el momento en el cual es conveniente realizar una prospección arqueológica para lograr las virtudes antes mencionadas.

Las técnicas geoquímicas para la prospección arqueológica son el análisis químico de sedimentos mostrando concentraciones de fosfatos, residuos de proteínas, residuos grasos, pH, carbohidratos y carbonatos. Estos compuestos están directamente relacionados con la actividad humana y nos in-

dican el tipo de actividad que se realizó en un determinado lugar [Rosado, 2011]. Entre las técnicas de prospección geofísicas se encuentran la fotografía aérea o satelital, levantamientos topográficos, y métodos de exploración geofísica como magnetometría, gravimetría, potencial espontáneo y radares o aparatos de sondeo mecánico, eléctrico o sísmico [Manzanilla y Barba, 2003; Batayneh, 2011]. Todas las técnicas antes mencionadas se realizan *in situ*, aunque el análisis y la interpretación de los resultados sea trabajo de gabinete.

La técnica de fotografía aérea o satelital utiliza dispositivos para la captura de imágenes en plataformas aéreas, para realizar la fotogrametría, o plataformas espaciales para realizar la teledetección. Generalmente, estos sensores operan en el rango del visible y del infrarrojo cercano. Al capturar una imagen los sensores convierten la radiancia del terreno en una señal eléctrica, al voltaje asociado de la señal se le asigna un valor numérico o un nivel digital. De esta manera se obtienen imágenes digitales que permiten percibir diferencias en la radiancia y así delimitar rasgos arqueológicos ocultos a primera vista [Rosado, 2011; Manzanilla y Barba, 2003].

En términos muy generales, con levantamientos topográficos se observan micro-elevaciones del terreno que pudieran indicar restos arquitectónicos enterrados [Manzanilla y Barba, 2003]. El método gravimétrico mide variaciones del campo gravitatorio debidos a los cambios de densidad del terreno [Fowler, 1967]. Los métodos eléctricos determinan la distribución de la resistividad eléctrica del suelo al medir los potenciales eléctricos inducidos por una corriente eléctrica. Los métodos eléctricos son poco usados en terrenos con muchas piedras en la superficie y en zonas desérticas y secas pues no hay conducción eléctrica debido a la falta de humedad [Rosado, 2011; Fowler, 1967]. El espectroscopio acústico y las sondas de neutrones son métodos desarrollados para encontrar cavidades en paredes; en el primero una bobina es utilizada como la fuente de sonido y un acelerómetro como detector, el segundo método se basa en el hecho de que el esparcimiento elástico de neutrones es mayor para elementos más ligeros [Fowler, 1967].

El radar de penetración terrestre (GPR) funciona de la misma manera que un sonar, con la reflexión de las ondas al llegar a un obstáculo. Utilizando la velocidad de propagación de una onda, la conductividad y la constante dieléctrica del medio se obtiene una imagen transversal del terreno. El GPR opera con radiofrecuencias del orden de 10 a 2,500 Hz , no se obtienen resultados favorables cuando la conductividad es muy grande o el contenido de agua y arcilla es también elevado [Rosado, 2011].

El método magnético mide las variaciones del campo magnético y el método sísmico mide la propagación de ondas sísmicas. Estos métodos son los que se emplearon en el presente trabajo de tesis y se profundizarán en los siguientes capítulos. En promedio, con las técnicas de resistividad eléctrica y el georradar se pueden llegar a cubrir 1000 m lineales de perfiles por día en terrenos planos y uniformes; con el gradiómetro cerca de 4000 m^2 diarios, dando un valor de dos hectáreas estudiadas semanalmente y con lecturas cada 0.5 m [Barba et al., 2009]. Estos ejemplos nos hacen notar que las técnicas de prospección como los métodos gravimétrico, magnético y electromagnético cubren grandes extensiones de terreno en un breve tiempo. Las técnicas geofísicas más precisas aunque lentas, como el método sísmico, proporcionan información detallada del sitio de estudio [Barba, 1990].

La prospección arqueológica no es nueva en México. Combinando la prospección aérea y de superficie se descubrieron y definieron los límites más externos, el eje E - W y el plano reticular del

sitio arqueológico de Teotihuacan como parte del Proyecto del Mapa de Teotihuacan iniciado en 1962 por la Universidad de Rochester [ENAH, 2006]. En 1946 Hans Lundberg crea mapas equipotenciales para tratar de localizar al hombre de Tepexpan. En 1969 se hacen estudios magnéticos, gravimétricos y sísmicos en el Zócalo de la Ciudad de México para encontrar la llamada “piedra pintada”; los resultados no se publicaron hasta 1974. Utilizando exploración magnética se encuentran cabezas olmecas en 1972 [Rosado, 2011].

Seguramente se realizaron otros estudios geofísicos en México, pero fue hasta 1980 que se pone en operación el Laboratorio de Prospección Arqueológica del Instituto de Investigaciones Antropológicas de la Universidad Nacional Autónoma de México. La estrategia de trabajo es integrar técnicas geofísicas y geoquímicas para obtener la mayor cantidad de información del sitio de estudio. La combinación de técnicas permiten que el Laboratorio no se limite a la localización de cámaras o estructuras enterradas, sino que le permiten estudiar restos de casas-habitación y áreas de actividades circundantes [Manzanilla y Barba, 2003]. Las personas que laboran en este Laboratorio han contribuido a tener un mejor entendimiento de las culturas mesoamericanas, la distribución de sus ciudades y el uso que le daban a sus estructuras; de igual manera han colaborado en trabajos arqueológicos en el extranjero como los realizados en la Pirámide de Akapana localizada dentro del sitio arqueológico Tiwanaku en Bolivia o el Proyecto Arqueológico Magdala que se está desarrollando en Galilea, Israel. Son muchas las contribuciones y sitios estudiados por este Laboratorio entre los que se incluyen Osumacinta Viejo en Chiapas, Cobá en Quintana Roo, San José Ixtapa y el Valle de Teotihuacan en el Estado de México, La Venta en Tabasco, Loma Guadalupe y Loma Alta en Michoacán y en el D.F. el Templo Mayor, objetos del Templo Mayor como las esculturas a Mictlantecuhtli, Cuicuilco y la Plaza de la Conchita en Coyoacán [Manzanilla y Barba, 2003; Barba, 1985; Rosado, 2011].

4

MÉTODOS GEOFÍSICOS DE EXPLORACIÓN.

Los métodos geofísicos de exploración se dividen en métodos pasivos y métodos activos [Milsom, 2003]. Los métodos pasivos son aquellos que sólo miden la variación de las propiedades físico-químicas del terreno; entre éstos se encuentran la topografía, la fotografía aérea y satelital y los métodos magnéticos, gravimétricos y eléctricos. Por el contrario, se les llama métodos activos a los que transmiten energía al terreno para producir una alteración en el sitio y medir el comportamiento del terreno ante esta alteración. La técnica electromagnética es un ejemplo de los método activo. La técnica sísmica puede ser catalogada tanto como pasiva como activa, dependiendo de la fuente que se esté utilizando [Manzanilla y Barba, 2003; David y Linford, 2000].

Actualmente, las técnicas empleadas en los estudios de exploración geofísica detectan discontinuidades, es decir, detectan diferencias o contrastes de las propiedades físicas del medio. La decisión de qué técnica se debe emplear depende de la naturaleza del objeto, del medio que lo rodea y de la profundidad de interés [Telford et al., 1978]. Las técnicas de exploración geofísica trabajan con señales que tienen la influencia del ruido del sitio de estudio. Este ruido o interferencia puede llegar a causar grandes problemas. Se considera como señal al objeto del levantamiento geofísico y al ruido como cualquier medida que no contiene información útil para el levantamiento. En la mayoría de las técnicas de exploración geofísica la intensidad de la señal se atenúa cumpliendo lo que se conoce como la ley del inverso al cuadrado (Inverse Square Law), la cual nos dice que la intensidad del campo medido es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre dos puntos del espacio. Cabe mencionar que la intensidad medida también dependerá del tamaño y forma de la fuente generadora del campo a medir [Milsom, 2003]. Por lo anterior, la prospección geofísica en zonas urbanas no es imposible de realizar pero si requiere de mayor cuidado.

4.1. MÉTODO MAGNÉTICO.

El método magnético es una técnica geofísica pasiva que mide las variaciones en el campo geomagnético o campo magnético terrestre (CMT); el campo medido varía con la posición y el tiempo. Es posible determinar el campo magnético absoluto considerando ciertas correcciones respecto del campo geomagnético total [Telford et al., 1978]. Debido a la intensidad del campo geomagnético es conveniente que sus unidades sean nano-teslas (nT), gauss (G) o gammas (γ): $1nT = 1\gamma = 1 \times 10^{-9}T = 1 \times 10^{-5}G$ [Langel y Hinze, 1998; Milsom, 2003]. La intensidad del campo magnético terrestre varía entre 0.3 y 0.6 G [Garrison, 2001].

Los polos magnéticos son los puntos donde convergen y divergen las líneas de fuerza y se localizan en el interior de un cuerpo magnético. En los polos magnéticos, el campo geomagnético se dirige verticalmente hacia el ecuador magnético. El punto donde convergen las líneas de fuerza recibe el nombre de polo magnético sur o polo negativo, por el contrario, el punto donde divergen las líneas de fuerza recibe el nombre de polo magnético norte o polo positivo [Sharma, 1978].

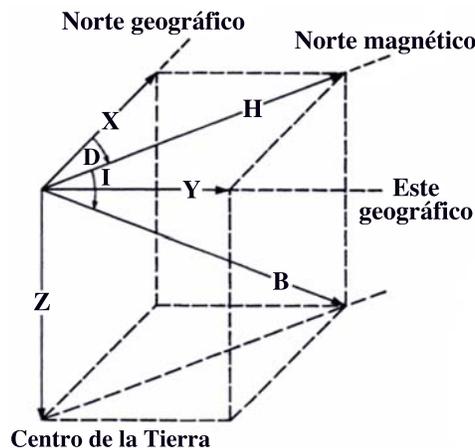


Figura 4.1: Elementos magnéticos en un sistema topocéntrico. (Imagen: Tomada de Langel y Hinze, 1998 pág. 19, modificada por Rosado, A.)

Cuando se mide el campo magnético en la superficie terrestre, las mediciones se hacen en un sistema topocéntrico (aquel en el que la posición sobre la superficie del planeta es su centro). La componente vertical del campo geomagnético, Z , se considera positiva hacia el centro de la Tierra. Las componentes de H , X y Y , se consideran positivas hacia el N y E geográficos respectivamente. No hay que confundir la componente horizontal de \vec{B} con la intensidad magnética, \vec{H} . El ángulo de inclinación, I , es aquel que forma el vector del campo magnético con el horizonte geográfico; el ángulo de declinación, D , es el que forma el vector de campo magnético con el N geográfico. A X , Y , Z , I , D , H y \vec{B} se les conoce como elementos magnéticos. Observando la figura 4.1 se pueden determinar las relaciones entre estos elementos quedando de la siguiente manera [Langel y Hinze, 1998; Telford et al., 1978]:

$$\begin{aligned}
\|\vec{B}\|^2 &= H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \\
H &= \|B\| \cos(I) & Z &= \|B\| \sin(I) & X &= H \cos(D) \\
Y &= H \sin(D) & I &= \arctan(Z/H) & D &= \arctan(Y/X)
\end{aligned} \tag{4.1}$$

La exploración magnética puede ser terrestre, marina o aérea. En la mayoría de los estudios magnéticos se mide el campo total, $\|\vec{B}\|$, H rara vez es objeto de interés [Langel y Hinze, 1998; Telford et al., 1978]. El gradiente vertical del CMT varía cinco órdenes de magnitud entre los polos y el ecuador magnético, tomando su valor máximo en los polos y el mínimo en el ecuador magnético [Telford et al., 1978]. El ruido en los estudios magnéticos se debe a la presencia de cualquier material magnético como clavos, tuberías, cercas, chuchillos, herramientas de agricultura desechadas, construcciones modernas, automóviles localizados a no menos de 20 m, líneas telefónicas y de alta tensión o a cualquier fragmento de hierro. La detección oportuna, y en todo caso la remoción de estos objetos, ayuda a desechar anomalías indeseables y evitar cometer errores de interpretación [Barba, 1990; Milsom, 2003]. La intensidad del campo magnético total es inversamente proporcional al inverso de la distancia al cubo. El resultado final de este tipo de estudios es obtener un conjunto de perfiles o un mapa de contorno del sitio de estudio [Telford et al., 1978; Milsom, 2003].

4.1.1. VARIACIÓN DIURNA Y SECULAR.

El campo magnético terrestre cambia tanto en intensidad como en dirección. Al cambio de la intensidad del campo geomagnético en periodos de tiempo cortos se le conoce como variación diurna. La variación diurna es irregular, está relacionada con las interacciones Sol-Tierra y Luna-Tierra [Sharma, 1978] y se genera por la fuerza y la dirección de corrientes circulando en la ionósfera. Dentro de la variación diurna se encuentra la variación solar quieta Sq (solar-quiet); esta variación se presenta los días en que la interacción Sol-Tierra es mínima. Durante estos días, la radiación de fondo es prácticamente constante durante la noche, decrece entre el amanecer y las 11 de la mañana e incrementa nuevamente hasta alrededor de las cuatro de la tarde, posteriormente decrece lentamente hasta llegar nuevamente a un valor constante durante la noche. Las variaciones de la intensidad del CMT debidas a la variación Sq son de algunas decenas de nT (ver figura 4.2) [Milsom, 2003].

El monitoreo de la variación diurna es importante ya que no se puede predecir su efecto en los datos obtenidos al realizar un estudio magnético [Sharma, 1978] y se realiza en una estación base. Esta puede ser del tipo drift (estación que marca el inicio y final de una secuencia de medidas), referencial (ubicada en puntos geográficos donde el valor del campo a medir ya ha sido establecido) o diurna (ubicada en un punto geográfico donde se mide de manera periódica la radiación de fondo mientras se hace un levantamiento geofísico en algún lugar cercano). Al utilizar una base diurna el estudio magnético debe iniciar después de haberla colocado y debe concluirse antes de quitarla. Es importante que la ubicación de la estación base esté bien descrita, alejada de ruido magnético y de preferencia sea marcada de alguna forma en el terreno. Esto con el fin de que trabajos posteriores sean ligados a los trabajos previos [Milsom, 2003].

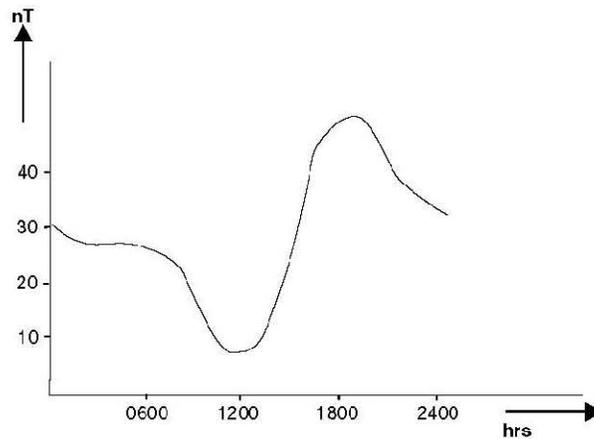


Figura 4.2: Ejemplo de variación solar quieta Sq. (Imagen: Tomada de Milsom, 2003 pág. 56.)

La variación secular es la variación del CMT en periodos largos de tiempo (décadas o siglos) [Sharma, 1978]. Los datos parecen mostrar que la variación secular es un fenómeno regional y no global que está relacionado con el cambio de las corrientes de convección del núcleo terrestre, en la interfase manto-núcleo y en la velocidad de rotación de la Tierra [Telford et al., 1978].

Las tormentas solares generan distorsiones irregulares de corto plazo en las mediciones del campo geomagnético. Las tormentas solares se producen por la actividad solar y se caracterizan por modificar abruptamente el CMT por varios cientos de nT . La distorsión aumenta con la latitud y sus efectos pueden tener una duración de horas o días. Es recomendable que no se lleven a cabo estudios magnéticos durante este tipo de eventos; no obstante, en caso de tener dos instrumentos de medición se puede continuar trabajando siempre y cuando se haga en modo gradiente [Milsom, 2003]. Fuera de las variaciones producidas por las tormentas magnéticas, ninguna de las variaciones del CMT tienen un efecto significativo cuando se realiza un estudio magnético [Milsom, 2003; Telford et al., 1978].

4.1.2. EL CAMPO MAGNÉTICO DEL NÚCLEO EXTERNO.

El campo magnético generado por una fuente interna se forma por la circulación de corrientes eléctricas en el núcleo externo, el cual se asume que sea una combinación de hierro y níquel, ambos elementos son buenos conductores de la electricidad. Sin importar los elementos que lo componen, la mejor explicación de la generación del campo magnético debido a una fuente interna es que dicha fuente es un dinamo auto-excitado en el cual un flujo altamente conductivo se desplaza mecánicamente mientras es atravesado por corrientes eléctricas causadas por variaciones térmicas y/o químicas [Telford et al., 1978].

Teóricamente con la ausencia de flujos y corrientes extraterrestres, el campo magnético terrestre se extendería infinitamente hacia el espacio. En realidad, el viento solar confina y encapsula el campo magnético terrestre en lo que se conoce como la magnetosfera. La magnetización de las

rocas en la corteza terrestre explica las anomalías locales, no obstante es muy pequeña para explicar el campo magnético principal de la Tierra. La temperatura del manto y el núcleo son muy altas para retener el ferromagnetismo o magnetismo remanente. Por lo que el campo principal no se puede atribuir a ninguna fuente permanente de magnetización en la Tierra. La escala temporal de la variación secular ha dado evidencia de que el campo principal no está relacionado con los procesos geológicos que ocurren en el manto y la corteza. Por ello, el campo principal se origina en el núcleo externo, donde el material es líquido conductor y puede responder rápidamente a cualquier fuerza impuesta en él. Como el núcleo no es magnético, la fuente del campo magnético deben ser las corrientes eléctricas dentro del mismo. La rotación de la Tierra y otros movimientos del fluido en el núcleo son suficientes para que haya un mecanismo auto-excitado del dínamo. En esencia esta teoría dice que el movimiento del fluido en el núcleo actúa como un disco rotando en el dínamo del disco. Para explicar las inversiones periódicas del campo se ha propuesto un modelo de dos dínamos de disco acoplados en serie pero rotando a distintas velocidades [Sharma, 1978; Langel y Hinze, 1998].

La función potencial escalar ψ cuyo gradiente describe el campo magnético generado por el núcleo externo generalmente se escribe en la forma de una serie de armónicos esféricos como:

$$\psi = a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} [g_n^m \cos(m\phi) + h_n^m \sin(m\phi)] P_n^m(\cos \theta) \quad (4.2)$$

En la ecuación anterior a es el radio medio de la Tierra (6,371.2 km), r , θ y ψ son las coordenadas esféricas referenciadas al centro de la Tierra, $P_n^m(\cos \theta)$ son los polinomios de Legendre de grado n y orden m y g_n^m y h_n^m son los coeficientes de Gauss de \vec{B} relacionados a P_n^m [Langel y Hinze, 1998].

4.1.3. CAMPO MAGNÉTICO DE FUENTES EXTERNAS A LA TIERRA.

El campo magnético externo está asociado con corrientes eléctricas en las capas ionizadas de la atmósfera. Las fuentes ionosféricas y magnetosféricas que generan los campos son las mareas excitadas por el dinamo de la ionosfera que es designado como S , los efectos del viento solar en la distorsión de la magnetopausa (la frontera de la magnetósfera) y la generación de corrientes en la magnetósfera y la ionósfera que generan las tormentas solares [Langel y Hinze, 1998]. Las variaciones temporales de los campos generados por las fuentes externas son mayores que las variaciones del campo principal [Telford et al., 1978].

Los campos generados por las corrientes diurnas encontradas en la ionosfera se conocen como variación solar quieta (quiet day), Sq . La conductividad ionosférica tiene su origen en la radiación UV del sol, las corrientes son generadas por el gradiente de temperatura entre los hemisferios donde es de día y de noche y por el gradiente de atracción entre el Sol y la Luna. Las corrientes son más fuertes en el hemisferio donde es verano en comparación con el hemisferio donde es invierno. Existen mareas lunares que también provocan corrientes en la ionosfera e inducen un campo, L , aunque

pueden ser despreciables debido a que su magnitud es un orden menor que los campos Sq .

Debido a que la Tierra es un conductor, las variaciones temporales del campo inducen corrientes en la Tierra que a la vez producen campos secundarios. Estas corrientes se ubican en la magnetopausa, a lo ancho de la cola de la magnetosfera y en el anillo de corriente dentro de la magnetosfera ecuatorial (ver figura 4.3). Las corrientes también fluyen a lo largo de las líneas de campo magnético que conectan la ionosfera con el anillo de corrientes y la corriente de cola. Los campos magnéticos generados por estas corrientes son indistinguibles cerca de la Tierra, la superposición genera un campo de longitud de onda larga que varía considerablemente con el tiempo [Langel y Hinze, 1998].

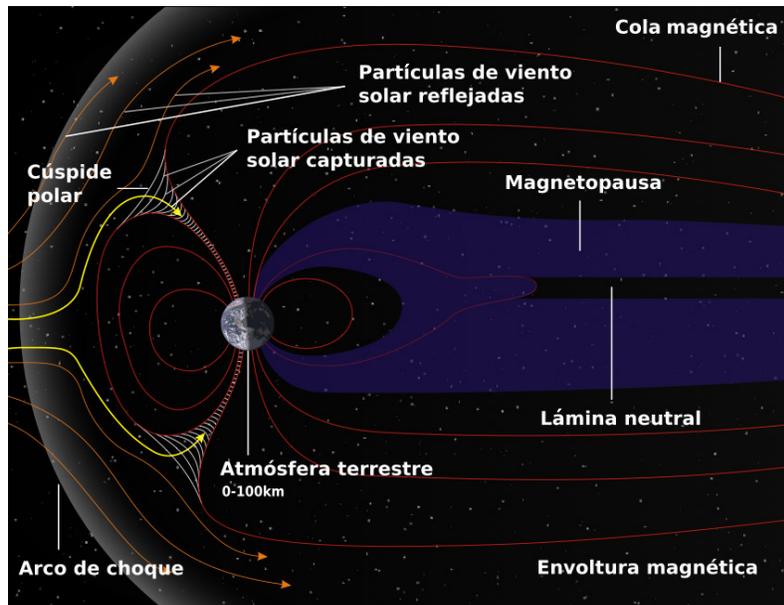


Figura 4.3: Diagrama de la magnetosfera terrestre. (Imagen: Jorge 2701, Partes de la magnetósfera, 3 de junio de 2011. Imagen tomada del sitio de Wikipedia: http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Structureof_the_magnetosphere_mod_ES.svg. Fecha de actualización: 27 de agosto de 2013. Modificada por Rosado, A.)

4.1.4. ANOMALÍAS MAGNÉTICAS EN LA CORTEZA Y SUS FUENTES.

Las variaciones del campo geomagnético son causadas por el contraste de la magnetización de las rocas o por suelos ricos en óxidos. Las estructuras superficiales con diferentes propiedades magnéticas a la de los suelos circundantes cambian el campo magnético local creando una anomalía magnética. Las anomalías magnéticas litosféricas son causadas por la historia geológica, el tiempo

geológico de la Tierra y la distribución de los minerales magnéticos. Los efectos magnéticos de la anomalía dependen de la magnetización, su tamaño y su forma. Los campos magnéticos litosféricos son llamados campos de las anomalías ya que el campo residual estudiado es la resta entre el campo medido y los campos generados por otras fuentes. La atenuación del campo es función de la distancia entre la anomalía y el punto de observación [Sarris, 2008; Langel y Hinze, 1998]:

$$A(A_\lambda) = A_\lambda e^{-2\pi\Delta h/\lambda} \quad (4.3)$$

En la ecuación anterior λ es la longitud de onda específica, A_λ es la amplitud de la longitud de onda λ , $A(A_\lambda)$ es la atenuación de la longitud de onda a una elevación Δh sobre la superficie donde se mide A_λ . Al observar la ecuación 4.3 se puede ver que al aumentar la elevación a la cual se toma la medida o la profundidad de la fuente, las longitudes de onda grandes de una anomalía van a decrecer. Las anomalías dentro de los estudios magnéticos se han clasificado como campo de ruido, campo residual y campo regional; siendo el campo residual el campo de interés en una exploración magnética. Los campos residuales se superponen a los campos regionales de longitud de onda grande mientras que los campos regionales se derivan de fuentes más grandes y profundas [Langel y Hinze, 1998].

La gran mayoría de las anomalías magnéticas observadas se deben a la presencia de minerales ferromagnéticos o ferrimagnéticos, estos minerales no necesariamente tienen una magnetización en la dirección del CMT ya que pueden tener un momento magnético permanente o inducido. La magnetita y hematita son minerales magnéticos a base de hierro, no obstante, muchos depósitos de hierro no producen anomalías magnéticas significativas. Junto con otros minerales, la magnetita se encuentra presente en las rocas cristalinas metamórficas e ígneas de la litósfera y se encuentran cubiertas por sedimentos no magnéticos [Milsom, 2003].

4.1.5. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.

Tomemos la ley de Gauss para campo magnético y la de Ampere, ambas para el caso del vacío, en ausencia de materiales magnéticos y de forma diferencial. Estas dos ecuaciones forman parte del conjunto de ecuaciones electromagnéticas conocidas como las Ecuaciones de Maxwell y se expresan como:

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (4.4)$$

$$\nabla \times \vec{B} = \mu_0 \vec{J} \quad (4.5)$$

En unidades del Sistema Internacional la inducción magnética o la densidad de flujo magnético, \vec{B} , se mide en teslas (T) y la densidad de corriente, \vec{J} , en amperes sobre metro cuadrado (A/m^2); la constante de permeabilidad magnética del vacío, μ_0 , tiene un valor de 4×10^{-7} henrys sobre metro (H/m) [Langel y Hinze, 1998]. En ausencia de corrientes, $\vec{J} = 0$, el rotacional de \vec{B} es cero ($\nabla \times \vec{B} = 0$). Esto da dos opciones para expresar a \vec{B} . La primera es introduciendo un potencial vectorial magnetostático, $\vec{\psi}$, y haciendo que \vec{B} sea el rotacional de este potencial vectorial. Es decir,

$$\vec{B} = \nabla \times \vec{\psi} \quad (4.6)$$

el cual al sustituirlo en la ecuación 4.5 y manteniendo $\vec{J} = 0$ da

$$\nabla \times \vec{B} = \nabla \times (\nabla \times \vec{\psi}) = \nabla (\nabla \cdot \vec{\psi}) - \nabla^2 \vec{\psi} = 0 \quad (4.7)$$

Al hacer $\nabla \cdot \vec{\psi} = 0$, ya que siempre es posible hacer que la divergencia de un potencial vectorial sea cero, se tiene que el potencial vectorial satisface la ecuación de Laplace: $\nabla^2 \vec{\psi} = 0$. La segunda opción es igualar \vec{B} con el gradiente de una función potencial escalar ($\vec{B} = \nabla \psi$), esto es posible ya que $\vec{J} = 0$ y porque, por definición, el rotacional del gradiente de una función potencial es cero. Esta función potencial escalar puede ser expresada con la ecuación 4.2 [Griffiths, 1999].

$$\nabla \times \vec{B} = \nabla \times (\nabla \psi) = 0 \quad (4.8)$$

De ahora en adelante se definirá \vec{B} como el campo magnético. Si $\vec{B}(\vec{r}, t)$ es el campo medido en la posición r en el tiempo t , éste se puede escribir como la suma de variaciones locales determinadas por estructuras enterradas como pueden ser geológicas o arqueológicas y variaciones en la intensidad [Langel y Hinze, 1998]:

$$\vec{B}(\vec{r}, t) = \vec{B}_m(\vec{r}, t) + \vec{A}(\vec{r}) + \vec{D}(\vec{r}, t) + \vec{e}(t) \quad (4.9)$$

donde $\vec{B}_m(\vec{r}, t)$ es el campo principal, $\vec{A}(\vec{r})$ es el campo litosférico, $\vec{D}(\vec{r}, t)$ es el campo generado por fuentes ionosféricas y magnetosféricas y \vec{e} es el error de la medida. Para poder determinar y analizar el campo litosférico es necesario eliminar la información de los periodos en los que se sabe que los campos generados en la ionosfera y magnetosfera fueron grandes. Esto se logra restándole al campo magnético medido un campo magnético principal calculado, esta diferencia es conocida como el campo residual y se expresa como [Langel y Hinze, 1998]:

$$\Delta \vec{B}(\vec{r}, t) = \vec{B}(\vec{r}, t) - \vec{B}_m(\vec{r}, t) = \vec{A}(\vec{r}) + \vec{D}(\vec{r}, t) + \vec{\eta}(t) \quad (4.10)$$

$\vec{B}_m(\vec{r}, t)$ es un valor calculado de $\vec{B}(\vec{r}, t)$ y η es la combinación de \vec{e} y el error calculado de $\vec{B}_m(\vec{r}, t)$. Los campos restantes, $\vec{D}(\vec{r}, t)$ y η , constituyen el ruido por lo que es necesario minimizar o modelar $\vec{D}(\vec{r}, t)$ para poder obtener $\vec{A}(\vec{r})$.

Los coeficientes de Gauss mostrados en la ecuación 4.2 son utilizados para modelar $\vec{B}_m(\vec{r}, t)$. La modelación del campo principal y sus variaciones temporales son importantes para poder determinar el campo generado por la litosfera y estudiar el campo generado por fuentes ionosféricas. El error asociado al modelo ocurre cuando $\vec{B}_m(\vec{r}, t) \neq \vec{B}_m(\vec{r}, t)$. Si el orden o el grado de la modelación es muy grande, entonces $\vec{B}_m(\vec{r}, t)$ incluirá una parte del campo litosférico; si es muy pequeño, $\vec{B}_m(\vec{r}, t)$ no representará todo el campo principal o el modelo presentará un error debido a la contaminación o ineficiencia en la toma de datos. El campo residual escalar, la magnitud del campo residual o a veces referido como la anomalía se define como [Langel y Hinze, 1998]:

$$\Delta \vec{B}(\vec{r}, t) = |\vec{B}(\vec{r}, t)| - |\vec{B}_m(\vec{r}, t)| \quad (4.11)$$

Por otro lado,

$$|\vec{B}| = \left[\left(\Delta\vec{B} + \vec{B}_m \right) \cdot \left(\Delta\vec{B} + \vec{B}_m \right) \right]^{1/2} = \left[\Delta\vec{B} \cdot \Delta\vec{B} + 2\Delta\vec{B} \cdot \vec{B}_m + \vec{B}_m \cdot \vec{B}_m \right]^{1/2} \quad (4.12)$$

El término $\Delta\vec{B} \cdot \Delta\vec{B}$ en la ecuación 4.12 es pequeño ($< 100 \text{ nT}$) en comparación con los otros términos (entre 3000 y 6000 nT) por lo que es despreciado. Además, la raíz cuadrada se puede aproximar por los dos primeros términos de su expansión de Taylor, dando una buena aproximación como:

$$\Delta\vec{B} = \frac{\Delta\vec{B} \cdot \vec{B}_m}{|\vec{B}_m|} \quad (4.13)$$

Al sustituir la ecuación 4.10 en la ecuación 4.13 se obtiene:

$$\Delta\vec{B} = \vec{A}^S(\vec{r}) + \vec{D}^S(\vec{r}, t) + \vec{\eta}^S(\vec{r}, t) \quad (4.14)$$

donde los escalares del campo de las anomalías, del campo externo y del ruido se definen respectivamente como:

$$\begin{aligned} \vec{A}^S(\vec{r}) &= \frac{\vec{A}(\vec{r}) \cdot \vec{B}_m}{|\vec{B}_m|} \\ \vec{D}^S(\vec{r}, t) &= \frac{\vec{D}(\vec{r}, t) \cdot \vec{B}_m}{|\vec{B}_m|} \\ \vec{\eta}^S(\vec{r}, t) &= \frac{\vec{\eta}(\vec{r}, t) \cdot \vec{B}_m}{|\vec{B}_m|} \end{aligned} \quad (4.15)$$

Dados un conjunto de datos, una de las tareas más difíciles es aislar $\vec{A}(\vec{r})$ de $\vec{B}(\vec{r}, t)$ y $\vec{D}(\vec{r}, t)$, y $\vec{A}^S(\vec{r})$ de $\vec{B}_m(\vec{r}, t) = |\vec{B}_m|$ y $\vec{D}^S(\vec{r}, t)$. En la práctica la aplicación de los métodos para aislar estas dos cantidades da como resultado un estimado de las mismas, los mapas de las cantidades estimadas se conocen como mapas de anomalías magnéticas y reflejan las propiedades físicas y químicas de las rocas [Langel y Hinze, 1998].

MAGNETIZACIÓN.

Para definir las propiedades magnéticas de los minerales se define el momento dipolar magnético, \vec{m} , de una corriente, I , sobre una superficie plana, \vec{S} , como $\vec{m} = I\vec{S}$, cuyas unidades son amperes metro cuadrado (Am^2). Para un volumen con contribuciones de muchos dipolos individuales, la

magnetización o el momento dipolar por unidad de volumen cuyas unidades son ampere sobre metro (A/m) es:

$$\vec{M} = \frac{\sum_i \vec{m}_i}{\vec{V}} \quad (4.16)$$

El rotacional de la magnetización se encuentra en las ecuaciones de Maxwell como una corriente efectiva llamada corriente de magnetización ($\vec{J}_m = \nabla \times \vec{M}$). Usualmente se asume que existe una relación lineal entre la magnetización y la intensidad magnética donde la constante de proporcionalidad es un escalar llamado susceptibilidad magnética volumétrica que representa la facilidad con que un material se va a magnetizar [Langel y Hinze, 1998]:

$$\vec{M} = \chi_m \vec{H} \quad (4.17)$$

Escribiendo la intensidad magnética como:

$$\vec{H} = \frac{\vec{B} - \mu_0 \vec{M}}{\mu_0} \quad (4.18)$$

sustituyendo la ecuación 4.17 en la ecuación 4.18 y despejando \vec{B} se obtiene:

$$\vec{B} = \mu_0 (1 + \chi_m) \vec{H} = \mu \vec{H} \quad (4.19)$$

donde μ representa la permeabilidad magnética absoluta de la región. Al factor $1 + \chi_m$ se le conoce como la permeabilidad relativa y al igual que la susceptibilidad magnética volumétrica es adimensional. Cuando un cuerpo está sujeto a un campo magnético externo adquiere cierto grado de magnetización que se pierde cuando el campo aplicado desaparece. Esta magnetización se dice que es inducida por el campo aplicado \vec{H} [Sharma, 1978]. En las rocas la magnetización puede ser inducida o, en caso de que \vec{M} no sea cero cuando el campo \vec{H} es removido, permanente o remanente. El magnetismo permanente de las rocas es referido como la magnetización natural remanente (NRM - natural remanent magnetization). La magnetización total de una roca es la suma de la magnetización natural remanente, \vec{M}_r , y la magnetización inducida, \vec{M}_i : ($\vec{M} = \vec{M}_r + \vec{M}_i$) [Langel y Hinze, 1998].

MAGNETIZACIÓN REMANENTE.

El magnetismo remanente contribuye a las fuentes de las anomalías magnéticas observadas en los continentes y en los océanos. La magnetización remanente natural (NRM) de las rocas se adquiere en la etapa de formación de las rocas y por campos magnéticos impuestos a las rocas [Langel y Hinze, 1998]. La intensidad de la magnetización remanente es grande para rocas ígneas y metamórficas térmicas. En la interpretación de anomalías magnéticas en regiones donde abundan las rocas ígneas se deben tomar en consideración la intensidad y la dirección de la magnetización remanente si se quiere tener un buen modelo geológico. Para sedimentos con magnetización débil la intensidad de la

magnetización se ha encontrado en el rango de 10^{-4} A/m, mientras que para rocas ígneas el rango es de 10 A/m. La dirección de la magnetización puede llegar a diferir hasta en 180° de la dirección actual del campo geomagnético [Sharma, 1978].

Se conocen más de veinte tipos de magnetización remanente, sin embargo solo algunos tienen una contribución significativa con las fuentes de anomalías magnéticas. Las que más contribuyen a las fuentes de anomalías geomagnéticas son la magnetización termo-remanente, la magnetización químico-remanente y la magnetización remanente viscosa; otras como la magnetización remanente detrítica y la magnetización piezo-remanente pueden contribuir a las anomalías magnéticas cercanas a la superficie [Langel y Hinze, 1998].

Por no tratarse de paleomagnetismo, en la presente tesis se comenta únicamente que la magnetización termo-remanente (TRM) es adquirida por las rocas durante su proceso de formación y generan anomalías magnéticas locales que pueden ser detectadas con un levantamiento magnético superficial. La magnetización químico-remanente o cristalización (CRM) es adquirida al momento de nucleación y crecimiento o recristalización de granos finos debida a ciertas reacciones químicas. La magnetización remanente viscosa (VRM) ocurre en un proceso isotérmico en el cual la magnetización es adquirida cuando una roca está sometida a los efectos de un campo magnético por un lapso de tiempo largo. La magnetización deposicional o detrítica (DRM) se debe a la alineación de minerales magnéticos en agua que son cubiertos por sedimentos al momento de ser depositados. Por último, la magnetización piezo-remanente (PRM) es causada por los esfuerzos mecánicos inducidos en una roca durante un proceso isotérmico [Sharma, 1978; Langel y Hinze, 1998].

CLASIFICACIÓN DE LOS MATERIALES MAGNÉTICOS.

El magnetismo se deriva de una corriente eléctrica asociada con el movimiento de cargas eléctricas. Los átomos producen un momento magnético si su capa de valencia tiene un número impar de electrones. Átomos con capas de valencia llenas con un número par de electrones pueden generar un momento magnético debido a que los huecos electrónicos se llenarán preferenciando una dirección del espín [Langel y Hinze, 1998].

Someter un átomo a un campo magnético causará una precesión del electrón sobre su dirección original, lo que provoca un momento angular adicional y una magnetización, ambas opuestas al campo \vec{B} . Esta propiedad de los materiales es conocida como diamagnetismo [Langel y Hinze, 1998]. Algunos materiales diamagnéticos son la sal, cuarzo, mármol, grafito, feldespato, halita y yeso, su susceptibilidad magnética es negativa y con magnitud del orden de 10^{-5} ; [Telford et al., 1978; Sharma, 1978].

Cuando los átomos están sometidos a un campo magnético externo se genera un campo magnético adicional. Este campo es generado por el espín de los electrones atómicos desapareados. Los electrones que se encuentran girando actúan como un dipolo magnético; al sentir la presencia de un campo externo el momento magnético del dipolo se alinea con el campo. Cuando un átomo tiene un número par de electrones se produce un momento magnético neto, a esta propiedad se le conoce como paramagnetismo [Langel y Hinze, 1998]. La susceptibilidad magnética de estos materiales es

positiva y disminuye al aumentar la temperatura absoluta [Sharma, 1978]. Muchos minerales como la biotita, piroxeno, pirita, olivino, granate y los anfíboles contienen compuestos que son portadores fuertes del paramagnetismo como Fe_2 , Fe_3 y Mn_2 . En la práctica los minerales magnéticos importantes para la geofísica son los óxidos de hierro, en ocasiones con titanio, y algunos sulfuros de hierro [Langel y Hinze, 1998].

Los materiales que más contribuyen al magnetismo de las rocas son los llamados ferromagnéticos los cuales exhiben un magnetismo permanente incluso en ausencia de un campo externo. El intercambio de fuerzas mecánicas a niveles cuánticos hace que los momentos magnéticos de los átomos vecinos se alineen paralelamente en regiones conocidas como dominios. El tamaño y la polaridad de los dominios tiende hacia la configuración que minimice la energía total del sistema que es una combinación de varios niveles de energía atómicos. La configuración de la energía mínima depende mucho de la estructura cristalina del mineral, la deformación y del tamaño y forma de su grano [Langel y Hinze, 1998].

En la siguiente figura (4.4) se puede observar el comportamiento de los momentos magnéticos de materiales paramagnéticos, ferromagnéticos, antiferromagnéticos y ferrimagnéticos.

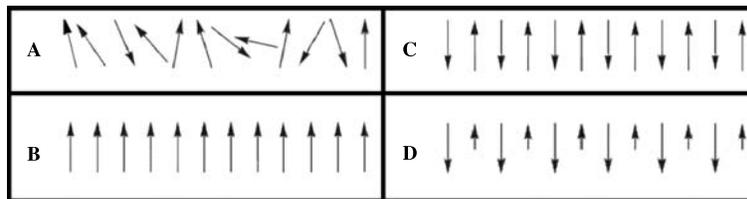


Figura 4.4: Tipos de magnetismo: A) Paramagnetismo, B) Ferromagnetismo, C) Antiferromagnetismo y D) Ferrimagnetismo. (Imagen: Tomada del sitio web de Sigma-Aldrich: <http://www.sigmaaldrich.com/materials-science/alternative-energy-materials/magnetic-materials/tutorial/properties.html>. Fecha de actualización: 20 de septiembre de 2013, modificada por Rosado, A.)

Los minerales ferromagnéticos se clasifican en:

- Ferromagnéticos: aquellos en que los momentos magnéticos del cristal están alineados paralelamente y en el mismo sentido.
- Anti-ferromagnéticos: aquellos en que los momentos magnéticos se alinean paralelamente pero en ambos sentidos, por lo que el momento magnético neto sea nulo.
- Ferrimagnéticos: aquellos en que los momentos magnéticos se alinean paralelamente y en sentidos opuestos haciendo que el momento magnético neto no sea nulo.

Los materiales ferrimagnéticos son importantes fuentes de anomalías magnéticas. Su composición química es $XOFe_2O_3$, donde X es un ion metálico bivalente (que tiene un número de valencia igual a dos como en el Fe, Co y Mg). La magnetización depende de la temperatura; al alcanzar una cierta temperatura conocida como temperatura de Curie (T_C) o de Neel, los minerales se hacen paramagnéticos [Langel y Hinze, 1998].

El paramagnetismo, por lo general, es diez o más veces más fuerte que el diamagnetismo. En materiales clasificados como ferromagnéticos, la susceptibilidad magnética es varios órdenes de magnitud mayor que la de los paramagnéticos, es positiva y depende de la temperatura e intensidad del campo aplicado. Materiales ferromagnéticos son el hierro, cobalto y níquel, cuyos momentos magnéticos están alineados paralelamente. La mayoría de los minerales magnéticos que se encuentran en la naturaleza tienen un comportamiento ferrimagnético o antiferromagnético. La hematita es un mineral antiferromagnético a temperaturas menores a los 250 K y paramagnético a temperaturas mayores a 948 K. Generalmente las rocas ígneas y metamórficas tienen valores mayores de susceptibilidad que las rocas sedimentarias, no obstante, no se puede identificar una roca por la medida de su susceptibilidad [Sarris, 2008].

Materiales ferrimagnéticos son la magnetita con una $T_C = 580^\circ C$, la maghemita que se encuentra presente en muchos tipos de rocas y la pirrotina con una $T_C = 380^\circ C$. El tamaño del grano es una variable importante de las propiedades magnéticas de los minerales ferrimagnéticos. Normalmente se encuentran en forma de granos finos dispersados en la matriz de minerales paramagnéticos o diamagnéticos. Granos con poli-dominio ($> 15 - 17\mu m$) se definen por tener una susceptibilidad magnética baja, los granos mono-dominio ($< 15 - 0.03\mu m$) tienen una susceptibilidad magnética alta, en granos más pequeños que los mono-dominio ($< 20 - 40nm$) el comportamiento es paramagnético con valores elevados de susceptibilidad [Sarris, 2008].

4.1.6. CORRECCIONES A LOS DATOS MAGNÉTICOS.

Al trabajar en estudios de campo magnético es necesario realizar una corrección de los datos debida a las variaciones diurnas, conocida como corrección por variación diurna. Esto se debe a que la radiación de fondo es una fuente de ruido y debe ser monitoreada [Milsom, 2003]. Estas correcciones se pueden realizar de tres maneras distintas. La primera es repitiendo el levantamiento unas horas después para corregir la variación diurna y los cambios de medición causados por los cambios de temperatura que pudieran afectar al instrumento utilizado. La segunda es colocar un magnetómetro como estación base para corregir las variaciones de campo y la tercera es utilizando los registros del observatorio magnético más cercano. Debido a la sensibilidad de los instrumentos, las estaciones bases no deben estar cerca de fuentes que generan ruido magnético. Es recomendable que el operador del magnetómetro se desprenda de objetos que contengan hierro ya que producen una pequeña variación en las lecturas de campo magnético [Telford et al., 1978].

La corrección por variación diurna, sin importar el tiempo, es la diferencia entre el valor del campo magnético medido en la estación base y aquél medido en el levantamiento. Si ambos instrumentos están sincronizados, la resta se hace inmediatamente. En caso de que los instrumentos no estén sincronizados, se debe determinar el valor del campo medido en la estación base al mismo

tiempo que se realizó una medida en el campo, esto se logra interpolando los datos obtenidos en la estación base. Posteriormente el valor interpolado es restado del valor medido en el campo [Milsom, 2003].

Dependiendo de la escala a la que se realice el levantamiento magnético, se hace una corrección por campo normal, la cual toma en cuenta las variaciones de la intensidad del CMT con la latitud y la longitud. Normalmente se hace referencia a mapas magnéticos que dan los valores regionales del campo geomagnético y sus componentes horizontal y vertical [Sharma, 1978; Telford et al., 1978]. La topografía del terreno puede influir considerablemente en las mediciones. En una formación sedimentaria con baja susceptibilidad magnética y uniforme no es necesario realizar una corrección por topografía ya que el medio no presenta una distorsión en el campo local [Telford et al., 1978].

Un proceso posterior a la corrección por variación diurna es la reducción al polo (RTP). La reducción al polo consiste en transformar la solución de la geometría donde la declinación, D , del campo inducido es cero y donde la inclinación, I , del campo inducido sea constante, $I = I_0$. El caso donde $I_0 = 90^\circ$ corresponde al campo inducido en el polo norte geomagnético, por ello se le refiere como reducido al polo. En este caso las anomalías calculadas están en el centro de la fuente. La reducción al polo define de manera precisa la posición en el subsuelo de la fuente que genera la anomalía magnética [Langel y Hinze, 1998].

Las variaciones del campo magnético terrestre por latitud, longitud y tiempo son descritas experimentalmente por las ecuaciones del campo referencial geomagnético internacional (IGRF por sus siglas en inglés). Estas ecuaciones están definidas por 120 coeficientes armónicos esféricos de orden diez y conformando un modelo que predice la variación secular de orden ocho. Dado que no se pueden predecir las variaciones seculares en largos periodos de tiempo, los cálculos para el valor IGRF son actualizados cada cinco años con los datos obtenidos en los observatorios magnéticos y revisados para poder obtener un modelo satisfactorio [Milsom, 2003].

Un método de interpolación de datos es el de Kriging. Kriging es un método geoestadístico para generar una rejilla, red o mallado. El método extrapola las tendencias de los datos hacia áreas en donde no se obtuvieron mediciones y al mismo tiempo interpola los datos de las zonas en donde si se obtuvieron mediciones. El propósito es incorporar las anisotropías y las tendencias de una manera eficiente, así como evitar que los datos estén aislados con los puntos más cercanos [Surfer, 2002].

Kriging es un método flexible en el aspecto de que el variograma utilizado para crear la red puede ser personalizado o bien tomar los parámetros sugeridos. Un variograma es una función matemática con la cual se analiza el comportamiento de una variable en un espacio definido. El variograma nos da la varianza de la diferencia entre los valores de la anomalía magnética en dos puntos diferentes [Surfer, 2002].

El mallado por el método de Kriging se puede hacer en puntos o bloques. En particular, al hacerlo en puntos se estima el valor de la anomalía magnética en los nodos de la red. El punto más cercano al nodo tendrá mayor peso al determinar el valor de la anomalía magnética en dicho nodo [Surfer, 2002].

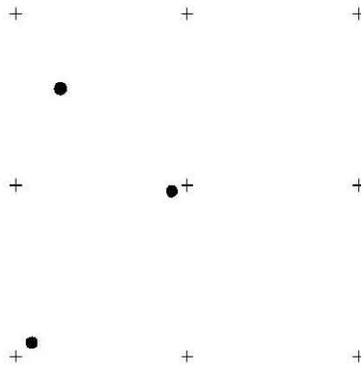


Figura 4.5: Método de Kriging para generar una red. Las cruces representan los nodos y los círculos los puntos medidos (Imagen: Tomada de Surfer, 2002 pág. 120.)

4.1.7. FILTROS.

El filtrado digital de imágenes permite la manipulación de las mismas con algoritmos para producir imágenes de mayor calidad que resalten ciertas características. Los bordes de las imágenes contienen la información más importante y corresponden a los bordes de los objetos o a los cambios en la orientación o intensidad de una variable medida. La ventaja de representar una imagen con sus bordes es que se reduce la cantidad de información y se retiene la información vital de la imagen [Vincent y Folorunso, 2009].

A una imagen se le pueden realizar filtros de convolución o filtros FFT (Fast Fourier Transform). Los operadores de los filtros de convolución definen una matriz de convolución de $1 \times n$ a lo largo de una línea de datos. En los filtros FFT las frecuencias que se filtran se especifican en números de onda (distancia en metros) [Encom, 2013].

El filtro Sobel es un filtro de convolución en el cual se asume que en los bordes hay una discontinuidad en la intensidad de la función o un cambio abrupto en la imagen, es sensible al ruido y resalta los bordes de una imagen. Se puede realizar un filtrado Sobel vertical u horizontal, el vertical resalta los bordes verticales y el horizontal los bordes horizontales [Encom, 2013; Vincent y Folorunso, 2009]. El filtrado se realiza con operadores matemáticos que realizan una medición del gradiente bidimensional de una imagen. Se utilizan dos matrices de 3×3 , cada una calcula el gradiente en una dirección del espacio 2D. Al tomar la derivada de la intensidad con respecto a cada eje del espacio y encontrar el punto en donde las derivadas se maximizan se pueden localizar los bordes. El gradiente es un vector que mide qué tan rápido es el cambio de la intensidad a lo largo de las direcciones del espacio, en este caso un espacio 2D. Las componentes del gradiente son [Vincent y Folorunso, 2009]:

$$\begin{aligned}\frac{\partial f(x, y)}{\partial x} = \delta x &= \frac{f(x + dx, y) - f(x, y)}{dx} \\ \frac{\partial f(x, y)}{\partial y} = \delta y &= \frac{f(x, y + dy) - f(x, y)}{dy}\end{aligned}\tag{4.20}$$

En imágenes discretas se puede considerar a dx y dy como el número de píxeles entre dos puntos. Para determinar una discontinuidad, se puede calcular la magnitud del cambio del gradiente en un punto (ecuación 4.21) y la dirección del gradiente (ecuación 4.22) como [Vincent y Folorunso, 2009]:

$$M = \sqrt{(\delta x)^2 + (\delta y)^2}\tag{4.21}$$

$$\theta = \arctan\left(\frac{\delta y}{\delta x}\right)\tag{4.22}$$

El filtro pasa banda es un filtro FFT con el cual se eliminan datos que estén fuera de un rango determinado, ya sea que estén por debajo o por encima de este rango. Este filtro puede resaltar bordes (al filtrar frecuencias bajas) y reducir el ruido (al filtrar frecuencias altas) [Iheme, 2011]. Una red 2D de un potencial escalar representado por una función potencial armónica, $F_1(k, z)$, puede ser transformada a otra función potencial, $F_2(k, z)$, utilizando el teorema de la convolución. Si la función de transferencia es $G(k)$, entonces [Encom, 2013]:

$$F_2(k, z) = G(k) F_1(k, z)\tag{4.23}$$

donde $F_1(k, z)$ es la transformada de Fourier bidimensional. Para obtener la imagen filtrada, $F_2(k, z)$ tiene que ser transformada con la transformada inversa de Fourier [Encom, 2013].

4.2. MÉTODO SÍSMICO.

De los métodos de exploración geofísica, el método sísmico es el más eficiente, el de mayor resolución, mayor precisión, tiene un gran poder de penetración y es también uno de los más caros [Telford et al., 1978]. El método sísmico, ya sea de reflexión o refracción, es un método activo que utiliza ondas elásticas para medir la respuesta del medio por el cual se propagan. La exploración sísmica consiste en generar ondas sísmicas en el rango de velocidades entre 200 y 7000 m/s y medir el tiempo que tardan en llegar de la fuente a una serie de detectores, cuyo arreglo generalmente es en línea recta [Linford, 2006; Sharma, 1978]. La longitud máxima del perfil sísmico va a depender de la sensibilidad del equipo utilizado, la fuerza que genere la fuente, de la cantidad de ruido (personas caminando, tránsito de transporte pesado y tráfico) y por supuesto del objetivo de estudio y la profundidad de interés [Aerona, 2012; Obermann, 2012]. La respuesta del medio a las perturbaciones provocadas llegan a la superficie a distintas distancias de la fuente siguiendo varias trayectorias. A partir de la detección de las ondas sísmicas se leen los tiempos de viaje de las ondas y se obtienen la distribución de las velocidades sísmicas de las capas que atraviesan las ondas en su viaje y las propiedades elásticas de la tierra. La estructura del subsuelo o la distribución indican el estado físico, térmico y mineralógico del subsuelo. [Linford, 2006; Milsom, 2003; Stein y Wysession, 2003; Cardarelli y de Nardis, 2001].

En la exploración sísmica, a diferencia de la sismología, la energía de las fuentes no proviene de un sismo sino de fuentes controladas y móviles; además la distancia entre la fuente y los detectores se conoce y es relativamente pequeña, $< 1km$ [Telford et al., 1978; Milsom, 2003]. El principal objetivo de los métodos de prospección sísmica es obtener un mapa de las estructuras geológicas que se encuentran debajo de la superficie terrestre [Sharma, 1978]. Esto se deriva del estudio y análisis del camino recorrido por las ondas como pueden ser :

- El frente de onda o el camino refractado en el cual la sección principal del camino recorrido se encuentra a lo largo de la interfase entre dos capas distintas del subsuelo y es aproximadamente horizontal.
- El camino reflejado por el cual la onda viaja verticalmente hacia el interior del subsuelo y en algún punto es reflejada a la superficie.

En ambos casos, los tiempos de viaje dependen de las propiedades físicas del subsuelo, en especial de sus propiedades elásticas [Telford et al., 1978]. La masa de las rocas es invariante al paso de las ondas sísmicas; no obstante, las rocas cercanas a la fuente sísmica pueden ser fraccionadas y deformadas permanentemente. Una onda sísmica se describe utilizando el frente de onda, la curva que define los puntos que han alcanzado las ondas en un tiempo determinado. En los estudios geofísicos solamente importa un tramo del frente de onda, ya que solamente una pequeña parte de la energía regresa a los puntos de la superficie en donde se han colocado los detectores [Milsom, 2003].

Cuando una onda sísmica viaja por un medio está sujeta a varios fenómenos como son la atenuación, absorción, dispersión y difracción. Las ondas sísmicas están sujetas a la atenuación de las ondas debido a la geometría del medio y a la absorción de las ondas por el medio. La intensidad de las señales sísmicas es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia. Las tasas de atenuación

se caracterizan por el inverso de la constante de atenuación conocido como el “skin depth”; por cada skin depth recorrido, la señal sísmica será atenuada $1/e$ veces su valor original, siendo $e = 2.718$ [Milsom, 2003].

La colocación lineal de los receptores o geófonos para realizar un levantamiento sísmico se conoce como perfil o tendido. El número de geófonos y la distancia entre ellos va a determinar la longitud del perfil, la cual debe ser de no menos de 3 a 5 veces la profundidad a la que se quiera llegar. Una regla comúnmente usada es que el arreglo de los geófonos debe medir aproximadamente diez veces la profundidad de interés [Aerona, 2012; Obermann, 2012].

4.2.1. FUENTES SÍSMICAS.

Para realizar un levantamiento sísmico es necesario una fuente que perturbe el medio y un arreglo de receptores midan la perturbación [Sarris, 2008]. Las fuentes sísmicas pueden ser naturales (los propios sismos) o artificiales de impacto, vibración o dinamita (marro, pistola de aire, pesas, vibradores, explosivos, etc.) [Stein y Wysession, 2003; Obermann, 2012; Aerona, 2012; Milsom, 2003]. Para los estudios de estructuras superficiales, menos de 100 metros de profundidad, las fuentes usadas generalmente son marros, pistolas de aire o pesas. Para el estudio de estructuras más profundas las fuentes pueden ser las explosiones con dinamita, pistolas de aire e incluso sismos [Stein y Wysession, 2003].

La energía producida con un marro dependerá de las condiciones del suelo y de la fuerza con la que impacte. El marro impacta en una superficie plana para hacer un buen acoplamiento, esto se hace con el fin de detener abruptamente el marro y proporcionar un golpe (shot) instantáneo definido y repetible. La superficie plana puede ser una placa de acero o aluminio de por lo menos una pulgada de grueso, también se pueden usar discos de goma que tienen mayor duración y evitan el agudo ruido producido por las placas metálicas. Para que los golpes sean efectivos, la placa utilizada debe tener buen contacto con el suelo, en ocasiones es necesario aplanar un poco el suelo y enterrar un poco la placa [Milsom, 2003].

En un levantamiento sísmico se debe saber el momento en el que se generan las ondas sísmicas. Para esto se usan sensores de disparo o relojes de alta precisión para sincronizar el tiempo en que se inicia la señal de disparo. Estos sensores o “triggers” son estado sólido, su función es mandar una señal a la consola para que ésta inicie la recopilación y almacenamiento de los datos; en otras palabras, el trigger indica el tiempo $t = 0$ [Aerona, 2012; Milsom, 2003].

4.2.2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.

ESFUERZOS Y DEFORMACIONES.

Al deformar la estructura sólida de la Tierra se generan ondas sísmicas, las cuales se estudian aplicando conceptos de la mecánica de medio continuo y la teoría de la elasticidad. Esta rama de la

física estudia el comportamiento de medios continuos deformables formados por un conjunto infinito de partículas tan cercanas unas a las otras que la densidad, fuerza y desplazamiento se pueden suponer como funciones diferenciables y continuas relacionando las fuerzas externas aplicadas a la superficie externa de un cuerpo con sus cambios de tamaño y forma [Telford et al., 1978; Stein y Wysession, 2003].

Se comienza escribiendo la segunda ley de Newton en términos de la fuerza por unidad de volumen y densidad. Si la densidad no varía, la i -ésima componente de la fuerza por unidad de volumen, $f_i(x, t)$, será igual al producto de la densidad, ρ , y la segunda derivada del vector de desplazamiento, $u_i(x, t)$, con respecto al tiempo, es decir:

$$f_i(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial t^2} \quad (4.24)$$

Cuando una onda sísmica se está propagando, los vectores de fuerza y desplazamiento pueden variar en el espacio-tiempo. En un cuerpo pueden actuar dos tipos de fuerzas, las de cuerpo y las de superficie. Las fuerzas de cuerpo, con unidades de fuerza por unidad de volumen, actúan en todo el cuerpo dando como resultado una fuerza neta proporcional al volumen del objeto. Las fuerzas de superficie actúan, como su nombre lo indica, sobre la superficie de los cuerpos, provocando una fuerza neta proporcional al área superficial del cuerpo. Este tipo de fuerzas actúan en diferentes direcciones sobre las superficies de un cuerpo y tienen unidades de fuerza por unidad de área [Stein y Wysession, 2003].

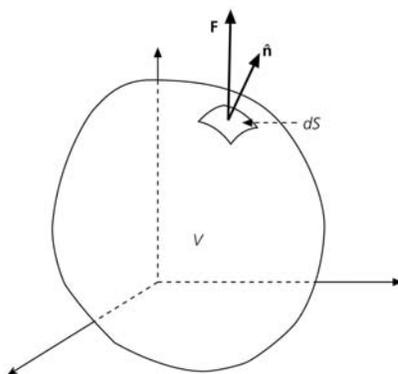


Figura 4.6: Fuerza de superficie que actúa sobre un elemento de volumen con superficie S . (Imagen: Tomada de Stein y Wysession, 2003 pág. 39, modificada por Rosado, A.)

Consideremos las fuerzas que actúan en un volumen pequeño V con superficie S . El volumen del cuerpo es afectado por las fuerzas del mismo cuerpo que actúan en todo el volumen y por las fuerzas de superficie que actúan sobre la superficie S . Si la fuerza de superficie, F_S , actúa sobre un elemento de superficie, dS , cuyo vector normal unitario es n (ver figura 4.6), se define el vector tensión, T , como el cambio relativo del tamaño y forma de un cuerpo [Stein y Wysession, 2003;

Telford et al., 1978]. Matemáticamente se expresa como:

$$\vec{T}(\hat{n}) = \lim_{dS \rightarrow 0} \frac{\vec{F}_S}{dS} \quad (4.25)$$

El vector tensión tiene la misma orientación que la fuerza y es función del vector normal unitario, n , ya que depende de la orientación de la superficie. Se define al vector tensión $T^{(j)}$ como aquél que actúa sobre una superficie cuyo vector normal unitario esté en la dirección positiva del vector unitario e_j . Las componentes del vector tensión son $T_i^{(j)}$, donde el super-índice, (j) , indica la superficie y el sub-índice, i , indica la componente. Por ejemplo, $T_3^{(1)}$ es la tercera componente de la tensión sobre la superficie 1 cuya norma sea e_1 [Stein y Wysession, 2003].

El conjunto de los nueve términos que describen la fuerza de superficie se pueden agrupar en un tensor de esfuerzo, σ_{ji} . El esfuerzo se mide como una fuerza por unidad de área y se puede descomponer en una componente normal, la parte perpendicular a la superficie, y una componente de corte, la parte tangente a la superficie [Stein y Wysession, 2003].

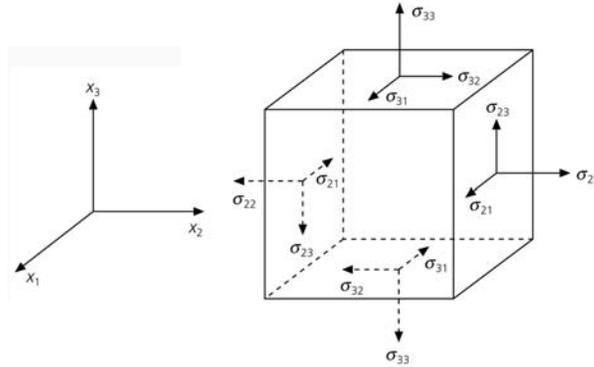


Figura 4.7: Componentes del tensor de esfuerzos que actúan en las caras de un elemento de volumen. (Imagen: Tomada de Stein y Wysession, 2003 pág. 40, modificada por Rosado, A.)

La componente σ_{ji} del esfuerzo es la i -ésima componente del vector tensión que actúa en la superficie cuya normal apunte en la dirección e_j . El tensor de esfuerzo nos da el vector tensión que actúa en cualquier superficie dentro del medio [Stein y Wysession, 2003]. Si $i = j$ entonces σ_{ji} es un esfuerzo normal, si $i \neq j$ entonces σ_{ji} es un esfuerzo de corte [Telford et al., 1978].

La fuerza total en la dirección e_i es aquella fuerza debida a esta componente de la tensión, a la i -ésima componente de las fuerzas de cuerpo, f_i , y a la tensión que se obtiene de las otras componentes. Esta fuerza total es igual a la masa del cuerpo, ρdV , por la i -ésima componente de la aceleración [Stein y Wysession, 2003]. Matemáticamente expresada como:

$$T_i ds - \sum_{j=1}^3 \sigma_{ji} n_j ds + f_i dV = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} dV \quad (4.26)$$

Al dividir por el área y haciendo que dV/ds tienda a cero, se llega a la expresión que relaciona al tensor de esfuerzo con el vector tensión y el vector normal. Dado que el tensor de esfuerzos es simétrico ($\sigma_{ji} = \sigma_{ij}$), la relación matemática se expresa como [Stein y Wysession, 2003]:

$$T_i = \sum_{j=1}^3 \sigma_{ij} n_j = \sigma_{ij} n_j \quad (4.27)$$

A las tres componentes diagonales del tensor de esfuerzos se les conoce como esfuerzos normales, a las componentes fuera de la diagonal se les conoce como esfuerzos de corte. Las deformaciones ocurren cuando se aplica un esfuerzo a un material no rígido. El tensor de deformación describe la deformación de un cuerpo como resultado de sus movimientos internos. El desplazamiento relativo, δu_i , de un elemento de materia sólida posicionado en x es [Stein y Wysession, 2003]:

$$\delta u_i = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \delta x_j + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \delta x_j = (e_{ij} + w_{ij}) \delta x_j \quad (4.28)$$

donde w_{ij} es un tensor correspondiente a la rotación de un cuerpo rígido sin deformaciones. Este tensor es anti-simétrico, los términos en la diagonal son cero y sólo tiene tres componentes individuales. El otro término de la ecuación 4.28, e_{ij} , es un tensor simétrico que describe las deformaciones internas. Sus componentes en forma general son las derivadas parciales del campo de desplazamiento [Stein y Wysession, 2003]. Las componentes de la diagonal de e_{ij} muestran que el desplazamiento en dirección de un eje coordenado varía a lo largo de ese mismo eje y conforman la denominada tensión normal. Las componentes de e_{ij} que no están en la diagonal describen cambios a lo largo de un eje coordenado de desplazamiento en otras direcciones y conforman la denominada tensión de corte. La expansión o compresión de un cuerpo es la suma de las componentes de la diagonal del tensor de deformaciones y es igual a la divergencia del campo de deformaciones. Una tensión normal positiva corresponde a una expansión y una tensión normal negativa corresponde a una compresión. En la mayoría de la superficie terrestre las componentes de esfuerzos normales tienen valores negativos debido a que el material se encuentra en constante compresión gracias al peso de las rocas. En geofísica se utilizan los términos esfuerzo de compresión máximo y mínimo, los que equivalen al valor más negativo del esfuerzo o más grande en valor absoluto y al valor menos negativo o más pequeño en valor absoluto respectivamente.

La dilatación de un cuerpo se expresa matemáticamente como [Stein y Wysession, 2003]:

$$\theta = e_{ii} = \frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3} = \vec{\nabla} \cdot \vec{u} \quad (4.29)$$

La relación entre los esfuerzos y las deformaciones está dada por la ecuación constitutiva del material. Los materiales más simples son linealmente elásticos, de tal manera que la relación entre los tensores de esfuerzo y deformación es lineal. Al asumir que el material es elástico se asume que los desplazamientos son pequeños. La ecuación constitutiva de este tipo de materiales se expresa usando la ley de Hooke [Stein y Wysession, 2003]:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl}e_{kl} \quad (4.30)$$

El módulo elástico, c_{ijkl} , describe las propiedades del material, controla el comportamiento de los desplazamientos y determina la velocidad de las ondas sísmicas. Los materiales de la Tierra son isotrópicos, es decir, tienen aproximadamente las mismas propiedades físicas sin importar la dirección. El módulo elástico para los materiales isotrópicos se puede representar utilizando las constantes elásticas de Lamé, λ y μ , como:

$$c_{ijkl} = \lambda\delta_{ij}\delta_{kl} + \mu(\delta_{ik}\delta_{jl} + \delta_{il}\delta_{jk}) \quad (4.31)$$

En términos de las constantes de Lamé la ecuación constitutiva para materiales isotrópicos linealmente elásticos se puede reescribir como:

$$\sigma_{ij} = \lambda e_{kk}\delta_{ij} + 2\mu e_{ij} = \lambda\theta\delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \quad (4.32)$$

Al igual que en la ecuación 4.29, θ es la dilatación. La constante de Lamé μ recibe el nombre de módulo de elasticidad transversal, módulo de corte, módulo de cizalladura o simplemente rigidez y es una medida de la resistencia del material a la tensión de corte [Telford et al., 1978; Stein y Wysession, 2003]. Los materiales cuya rigidez es grande se deforman ligeramente; por el contrario, una gran deformación es producida en materiales con rigidez baja. El caso en que la rigidez es cero indica que el material no soporta esfuerzos cortantes, por lo tanto se trata de líquidos con viscosidad cero [Stein y Wysession, 2003].

ECUACIÓN DE MOVIMIENTO.

La segunda ley de Newton se escribe como la suma de las fuerzas de superficie y de cuerpo. La fuerza neta de un cuerpo con densidad ρ y volumen $dx_i dx_j dx_k$ que actúa en la dirección del eje e_j es la suma de tres términos, cada uno describe la fuerza neta debida a la diferencia de tensión entre las caras opuestas. Al multiplicar esta diferencia por el área de las caras, $dx_i dx_k$ y utilizando la serie de Taylor, se obtiene la fuerza neta debida a estas dos caras como [Stein y Wysession, 2003]:

$$\begin{aligned}
[\sigma_{jj}(x + dx_j \hat{e}_j) - \sigma_{jj}(x)] dx_i dx_k &= \left[\sigma_{jj}(x) + \frac{\partial \sigma_{jj}(x)}{\partial x_j} dx_j - \sigma_{jj}(x) \right] dx_i dx_k \\
&= \frac{\partial \sigma_{jj}(x)}{\partial x_j} dx_i dx_j dx_k
\end{aligned} \tag{4.33}$$

Haciendo lo mismo para los otros dos ejes, sumando los tres términos, añadiendo la componente x_j de la fuerza de cuerpo, igualando esta fuerza neta a la densidad por la componente x_j de la aceleración y dividiendo por el volumen se tiene de manera general y por ser el tensor de esfuerzos simétrico [Stein y Wysession, 2003]:

$$\frac{\partial \sigma_{ji}(\vec{x}, t)}{\partial x_j} + f_i(\vec{x}, t) = \frac{\partial \sigma_{ij}(\vec{x}, t)}{\partial x_j} + f_i(\vec{x}, t) = \sigma_{ij,j}(\vec{x}, t) + f_i(\vec{x}, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(\vec{x}, t)}{\partial t^2} \tag{4.34}$$

La ecuación 4.34 se conoce como ecuación de movimiento y se satisface en cualquier punto de un medio continuo; la aceleración es el resultado de la fuerza de cuerpo y la divergencia del tensor de esfuerzos, $\sigma_{ij,j}$. Dos casos importantes se obtienen a partir de la ecuación 4.34, el primero es que para un objeto en equilibrio su aceleración es cero, ecuación 4.35; el segundo caso es para los objetos que no están sujetos a fuerzas de cuerpo, ecuación 4.36. A ésta última ecuación se le conoce como ecuación de movimiento homogéneo y describe la propagación de una onda sísmica excepto en el lugar donde ocurrió el evento [Stein y Wysession, 2003].

$$\sigma_{ij,j}(\vec{x}, t) = -f_i(\vec{x}, t) \tag{4.35}$$

$$\sigma_{ij,j}(\vec{x}, t) = \frac{\partial^2 u_i(\vec{x}, t)}{\partial t^2} \tag{4.36}$$

ONDAS SÍSMICAS.

Existen diferentes tipos de onda sísmica, las de cuerpo y las de superficie. Las ondas elásticas de cuerpo son ondas de compresión y de corte que viajan a través de un medio elástico; ondas P y S. Las ondas elásticas de superficie son ondas que viajan por la superficie de un medio elástico y se les conoce como ondas de Rayleigh y Love. La exploración geofísica por métodos sísmicos se basa en el estudio y análisis de las ondas y su velocidad de propagación. La velocidad de las ondas sísmicas es afectada por la porosidad de las rocas y por su densidad, el intemperismo disminuye la velocidad de las rocas debido a que aumenta la porosidad. En cualquier onda elástica, la velocidad se puede

expersar como la raíz cuadrada de la razón entre un módulo elástico y la densidad del medio [Telford et al., 1978; Milsom, 2003; Stein y Wysession, 2003]. Las variaciones de la velocidad de propagación en rocas es mayor que las variaciones en las densidades. Una vez que la onda sísmica se aleja de la región donde se generó, la relación entre los esfuerzos y el desplazamiento está dado por la ecuación 4.36. Esta ecuación tiene soluciones que describen la propagación de ondas sísmicas de cuerpo. Las ondas de corte y compresión se propagan diferente, con velocidades que dependen en gran medida a las propiedades elásticas del medio en el que se están propagando [Stein y Wysession, 2003; Milsom, 2003].

La ecuación de movimiento homogéneo se puede resolver utilizando coordenadas cartesianas. Para expresarla en términos de los desplazamientos se utiliza la ecuación constitutiva para un medio isotrópico linealmente elástico, ecuación 4.32. Utilizando el laplaciano y la ecuación de la dilatación de un cuerpo, ecuación 4.29, se obtiene la ecuación de movimiento para cada componente. Combinándolas utilizando nuevamente el operador laplaciano se obtiene una sólo ecuación de movimiento dada por:

$$(\lambda + 2\mu) \vec{\nabla} \left(\vec{\nabla} \cdot \vec{u}(\vec{x}, t) \right) - \mu \vec{\nabla} \times \left(\vec{\nabla} \times \vec{u}(\vec{x}, t) \right) = \rho \frac{\partial^2 \vec{u}(\vec{x}, t)}{\partial t^2} \quad (4.37)$$

Una deducción más detallada se puede consultar en [Stein y Wysession, 2003]. Para resolver la ecuación 4.37 se expresa el desplazamiento como:

$$\vec{u}(\vec{x}, t) = \vec{\nabla} \Phi(\vec{x}, t) + \vec{\nabla} \times \vec{\Upsilon}(\vec{x}, t) \quad (4.38)$$

Como el rotacional del gradiente de Φ y la divergencia del rotacional de Υ son cero, se puede separar el desplazamiento en dos partes, ecuación 4.39. Una parte escalar que no tiene divergencia o rotacional, lo que genera un onda de compresión, y una parte asociada con un potencial vectorial que tiene divergencia, no causa cambios en el volumen y corresponde a una onda de corte.

$$\vec{\nabla} \left[(\lambda + 2\mu) \vec{\nabla}^2 \Phi(\vec{x}, t) - \rho \frac{\partial^2 \Phi(\vec{x}, t)}{\partial t^2} \right] = -\vec{\nabla} \times \left[\mu \vec{\nabla}^2 \vec{\Upsilon}(\vec{x}, t) - \rho \frac{\partial^2 \vec{\Upsilon}(\vec{x}, t)}{\partial t^2} \right] \quad (4.39)$$

Una solución para la ecuación anterior es que ambos términos dentro de los paréntesis sean cero. Haciendo esto se tienen dos ecuaciones, una para cada potencial. El potencial escalar satisface:

$$\nabla^2 \Phi(\vec{x}, t) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Phi(\vec{x}, t)}{\partial t^2} \quad (4.40)$$

donde la velocidad α es:

$$\alpha = [(\lambda + 2\mu) / \rho]^{1/2} \quad (4.41)$$

Análogamente el potencial vectorial satisface:

$$\vec{\nabla}^2 \vec{\Upsilon}(\vec{x}, t) = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \vec{\Upsilon}(\vec{x}, t)}{\partial t^2} \quad (4.42)$$

donde la velocidad β es:

$$\beta = (\mu / \rho)^{1/2} \quad (4.43)$$

Las ecuaciones 4.40 y 4.42 corresponden a las ondas sísmicas P o primarias y S o secundarias respectivamente. La definición de las velocidades de las ondas P y S, ecuaciones 4.41 y 4.43, muestra que las velocidades de las ondas sísmicas dependen de las constantes elásticas del medio. Ambas velocidades dependen de la rigidez, sin embargo, las ondas P se propagan más rápidamente que las ondas S. Como la velocidad de las ondas S depende de la raíz cuadrada de la rigidez, las ondas S no se pueden propagar en un fluido ideal ($\mu = 0$). La corteza de la Tierra tiene constantes elásticas $\lambda \approx \mu \approx 3 \times 10^{11} \text{ dyn/cm}^2$ con densidad promedio de 3 g/cm^3 , la velocidad promedio de las ondas P es de 5.5 km/s y la de las ondas S de 3.2 km/s . Los potenciales que describen la propagación de una onda plana en la dirección z , con número de onda k y frecuencia w están dados por [Stein y Wysession, 2003]:

$$\Phi(z, t) = A \exp(i(wt - kz)) \quad (4.44)$$

$$\vec{\Upsilon}(z, t) = (A_x, A_y, A_z) \exp(i(wt - kz))$$

Resolviendo las ecuaciones 4.40 y 4.42 con los potenciales dados por la ecuación 4.44, se tiene que los desplazamientos son:

$$\vec{u}(z, t) = \vec{\nabla} \Phi(z, t) = (0, 0, -ik) A \exp(i(wt - kz)) \quad (4.45)$$

$$\vec{u}(z, t) = \vec{\nabla} \times \vec{\Upsilon}(z, t) = (ikA_y, -ikA_x, 0) \exp(i(wt - kz))$$

La ecuación anterior nos muestra que una onda sísmica está caracterizada por dos direcciones, una es en la cual la onda se propaga y la otra es en la cual el medio se desplaza. Una onda de compresión es un ejemplo de una onda longitudinal, pues el movimiento del medio es en dirección de la propagación (ondas P). Contrario a esto, una onda de corte es un ejemplo de una onda transversal, pues el movimiento del medio es en dirección perpendicular a la propagación de la onda (ondas S) [Stein y Wysession, 2003]. Ambos comportamientos se ilustran en la siguiente figura (4.8).

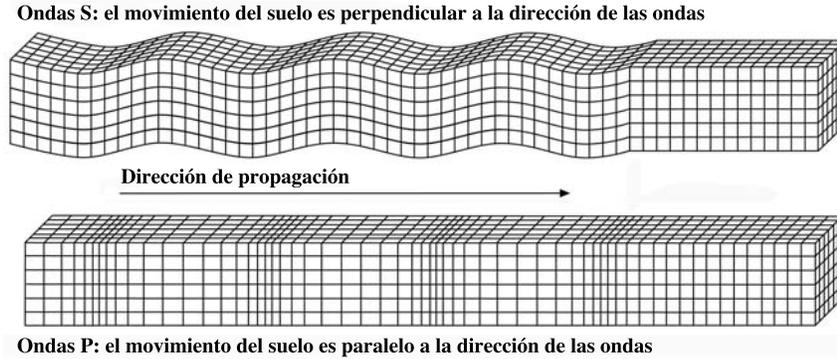


Figura 4.8: Componentes del tensor de esfuerzos que actúan en las caras de un elemento de volumen. (Imagen: Tomada de Stein y Wysession, 2003 pág. 57, modificada por Rosado, A.)

En una onda transversal, cada componente del desplazamiento depende únicamente de un término, A_x o A_y , por lo que puede haber dos ondas de corte independientes con polarizaciones independientes. Las direcciones de polarización de una onda de corte se definen como SV (polarización vertical), si el desplazamiento sucede en el plano vertical XZ, y SH (polarización horizontal), si el desplazamiento sucede en dirección y , paralela a la superficie de la Tierra. Ambas tienen desplazamiento perpendicular a la dirección de propagación y son ortogonales entre si. La dirección que une la fuente y el receptor, correspondiente a desplazamientos SV, es la dirección radial; de manera similar la dirección ortogonal que corresponde al desplazamiento SH es la dirección transversal.

LEY DE SNELL.

Cuando una onda encuentra un cambio o discontinuidad en las propiedades físicas de la tierra, parte de la energía es reflejada y permanece en el mismo medio que la onda original y parte es refractada al otro medio con un cambio en su dirección de propagación [Telford et al., 1978]. La dirección de propagación se describe por el vector de onda que es normal al frente de onda y está dada por k_x y k_z , por estarse propagando en el plano XZ k_y es cero. La dirección de propagación también se puede expresar por el ángulo de incidencia que el vector de onda forma con la vertical. Porque los vectores de onda y los ángulos de incidencia difieren entre las ondas P y SV, se tomará como i el ángulo de incidencia de las ondas P y j el ángulo de incidencia de las ondas S [Stein y Wysession, 2003].

La velocidad aparente, c_x , es la velocidad a la cual una onda plana aparenta desplazarse horizontalmente sobre la superficie. Para un tiempo δt una onda plana con ángulo de incidencia i en un medio con velocidad v se desplaza una distancia $v\delta t$ y se mueve horizontalmente sobre la superficie una distancia $c_x\delta t$. La velocidad horizontal aparente es:

$$c_x = v / \sin i \quad (4.46)$$

La velocidad aparente siempre es mayor o igual a las velocidades del medio, α para las ondas P y β para las ondas S. Una onda propagándose horizontalmente a un ángulo $i = 90^\circ$ tiene una velocidad aparente igual a la velocidad del medio. Una onda plana que incide verticalmente a cualquier lugar de la superficie al mismo tiempo, tiene velocidad aparente infinita [Stein y Wysession, 2003; Telford et al., 1978].

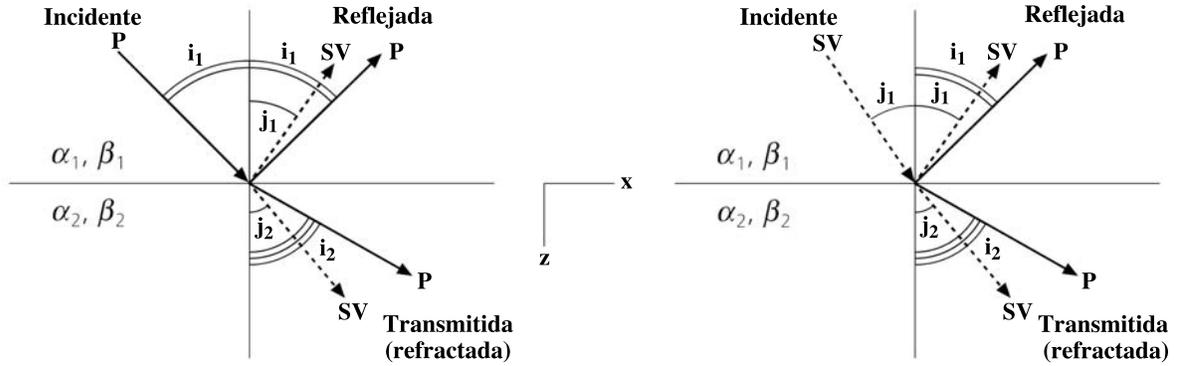


Figura 4.9: Ondas transmitidas y reflejadas para ondas incidentes P y SV. (Imagen: Tomada de Stein y Wysession, 2003 pág. 66, modificada por Rosado, A.)

Se puede determinar el ángulo de incidencia de las ondas transmitida y reflejada a partir del ángulo de incidencia de la onda incidente. En $z = 0$, las componentes de los vectores de desplazamiento y la tensión deben ser continuos, por lo que para toda x y toda t , el número de onda horizontal k_x y la velocidad aparente $c_x = \omega/k_x$ deben ser los mismos para cada onda; esto da como resultado una onda que atraviesa la frontera a la misma velocidad y se mantiene con la misma fase. Esta condición y la definición de la velocidad aparente mostrada en la ecuación 4.46 nos dan la ley de Snell:

$$c_x = \frac{\alpha_1}{\sin i_1} = \frac{\beta_1}{\sin j_1} = \frac{\alpha_2}{\sin i_2} = \frac{\beta_2}{\sin j_2} \quad (4.47)$$

Como en cualquier medio las ondas P viajan más rápido que las S, la ley de Snell debe satisfacer que $j_1 < i_1$. Para el mismo tipo de onda, el ángulo de incidencia para la onda refractada se relaciona con la onda incidente por medio de la ecuación 4.48 o bien se puede deducir de la figura 4.9. Cabe notar que entre mayor sea la diferencia de las velocidades, menor va a ser el ángulo de refracción [Obermann, 2012].

$$\sin i_2 = \sin i_1 (\alpha_2/\alpha_1) \quad (4.48)$$

Si $\alpha_2 > \alpha_1$, entonces $i_2 > i_1$, por lo que el rayo transmitido estará más alejado de la vertical que el rayo incidente. Por el otro lado, si $\alpha_1 > \alpha_2$, la onda refractada estará más cercana a la incidencia normal. Existe un ángulo, ángulo crítico, para el cual la onda transmitida viajará por la frontera completamente horizontal. Para que esto suceda el ángulo de refracción, i_2 , debe ser un ángulo recto. Con esto la ecuación 4.48 queda expresada como [Stein y Wysession, 2003; Telford et al., 1978]:

$$\sin i_c = \alpha_1/\alpha_2 \quad (4.49)$$

Una vez que el ángulo de incidencia sea mayor a este ángulo crítico (i_c), es decir, cuando se tiene una incidencia post-crítica, no habrá onda transmitida al segundo medio. Este fenómeno recibe el nombre de reflexión total interna [Stein y Wysession, 2003] y no satisface la ley de Snell. La ley de Snell es importante para determinar la trayectoria de los rayos (raypath), los tiempos de arribo y para derivar la posición del reflector a partir de los tiempos de arribo observados; sin embargo, no da información de las amplitudes de las ondas reflejadas y refractadas [Telford et al., 1978]. Para incidencia normal el coeficiente de reflexión es la razón entre las amplitudes de la onda incidente y la reflejada y está dado por:

$$R_c = \frac{A_r}{A_i} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad (4.50)$$

En la ecuación anterior R_c depende del contraste de la impedancia acústica de ambos lados de la interfase. La impedancia acústica es el producto de la densidad y la velocidad. Si R_c es negativo entonces la onda reflejada habrá tenido un cambio de fase de 180° . En un principio tanto la velocidad como la densidad aumentan con la profundidad, por lo que generalmente se tiene un R_c positivo [Milsom, 2003].

EL PRINCIPIO DE FERMAT Y HUYGENS.

Para determinar cuando una onda llega de un punto a otro se utiliza el tiempo de viaje el cual se obtiene dividiendo la trayectoria recorrida por la onda entre su velocidad de propagación. Si las ondas viajan en trayectorias complicadas, el tiempo de viaje será la suma de los tiempos de viaje para cada tramo de la trayectoria recorrida. Si la velocidad permanece constante entre dos puntos en el espacio la onda se propagó en un sólo medio, en este caso la trayectoria del rayo será una línea recta. Si la onda viaja a través de dos medios con velocidades diferentes, la trayectoria estará conformada por dos segmentos de línea y el tiempo de viaje será la suma del tiempo que se tarda en recorrer cada segmento de línea. Este razonamiento se puede generalizar para cuantos medios se quiera que atraviese una onda sísmica. Matemáticamente, el tiempo de viaje entre una fuente, f , y el detector, d , se escribe como [Stein y Wysession, 2003]:

$$T(f, d) = \int_f^d \frac{1}{v(x)} dx \quad (4.51)$$

El principio de Fermat nos dice que la trayectoria que seguirá un rayo de una posición inicial a una final será aquella en el que el tiempo de viaje sea un extremo, máximo o mínimo. El tiempo de viaje mínimo absoluto es el tiempo necesario para que una onda viaje entre dos puntos siguiendo la trayectoria recta que los una. El tiempo de viaje mínimo local es el tiempo necesario para que la onda reflejada cumpla con la ley de Snell [Stein y Wysession, 2003] (ver figura 4.10).

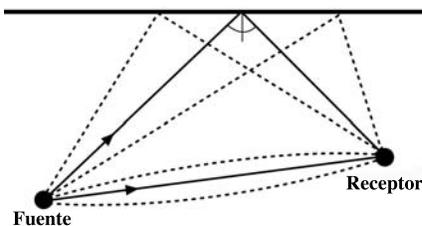


Figura 4.10: Principio de Fermat para las ondas directa y reflejada. (Imagen: Tomada de Stein y Wysession, 2003 pág. 71, modificada por Rosado, A.)

El principio de Huygens es importante para explicar la difracción de ondas en lugares prohibidos por la ley de Snell, también es importante para entender la frecuencia y desplazamiento de las ondas. Huygens establece que cualquier punto de un frente de onda es considerado como una nueva fuente generadora de ondas. Con este principio se puede predecir la ubicación de un frente de onda después de un tiempo determinado. La figura 4.11 muestra una onda generada en el tiempo $t = 0$; para el instante $t = 1$ cada punto colocado sobre el frente de onda se considera como una nueva fuente generadora de ondas. Cada una de estas fuentes genera otra onda circular que en conjunto forman el frente de onda en el tiempo $t = 2$ [Telford et al., 1978; Stein y Wysession, 2003].

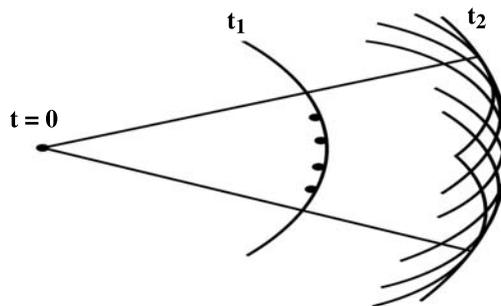


Figura 4.11: Principio de Huygens para la generación de una onda circular. (Imagen: Tomada de Stein y Wysession, 2003 pág. 72, modificada por Rosado, A.)

4.2.3. MÉTODO DE REFRACCIÓN SÍSMICA.

El método de refracción sísmica trabaja con las ondas P que han sufrido una refracción crítica. Cuando se tiene refracción crítica, parte de la energía regresará a la superficie como un frente de onda que se aleja de la interfase con un ángulo igual al crítico [Milsom, 2003]. En los estudios de refracción sísmica las señales por lo general son de frecuencias altas [Telford et al., 1978] y los tiempos de viaje están en el orden de los milisegundos. Esto crea una pequeña separación entre los momentos de arribo de distintos tipos de ondas o entre las ondas que tienen distintas trayectorias. Por ello, sólo los primeros arribos, onda P, se pueden seleccionar confiablemente [Stein y Wysession, 2003; Milsom, 2003]. Los primeros arribos son los puntos del sismograma en donde la energía de la perturbación es mayor que el ruido de fondo [Linford, 2006].

Idealmente, las interfases del subsuelo en un estudio de refracción deben ser relativamente planas, con velocidad uniforme y con inclinaciones menores a los 15° . La velocidad se considera que debe aumentar al aumentar la profundidad de la interfase, con lo cual los primeros arribos registrados en la superficie van a provenir de interfases más profundas si la distancia fuente-receptor aumenta [Milsom, 2003; Stein y Wysession, 2003]. Para obtener la distribución de velocidades se deben tener varias medidas de tiempo de viaje para varias fuentes y detectores o receptores [Stein y Wysession, 2003].

El método de refracción tiene ventajas sobre el de reflexión; este último trabaja con el arribo de las ondas reflejadas por la interfase entre dos medios [Stein y Wysession, 2003]. En lugares donde no se tiene información del subsuelo el método de refracción nos sirve para reconocer estructuras, ya que nos da velocidades sísmicas y la geometría de las estructuras; el método de reflexión solamente nos dará la geometría de las estructuras y no las velocidades sísmicas. Además, la refracción es un método más veloz para los estudios superficiales de la corteza [Milsom, 2003].

La gran limitante de este método es que se considera que la velocidad de las ondas aumenta con la profundidad de las capas y que las capas del subsuelo son completamente horizontales [Linford, 2006; Batayneh, 2011]. El método no permite detectar capas con velocidades bajas ni capas delgadas las cuales llevan el nombre de capas ocultas. Las capas ocultas son aquellas que se encuentran por debajo de una capa mucho más gruesa o capas cuya velocidad sísmica sea menor que la capa que se encuentra debajo de ella. En las capas ocultas no se registran datos de primeros arribos ya que las ondas refractadas se doblan hacia la normal de la frontera ocasionando que no haya refracción crítica [Milsom, 2003], lo que dificulta la determinación de su velocidad al hacer una inversión tomográfica [Aerona, 2012]. Entre las dificultades que se pueden presentar está la generación de ondas de alta frecuencia y la capacidad de acoplar la fuente de energía con la superficie del terreno [Linford, 2006].

PRINCIPIOS DE LA REFRACCIÓN SÍSMICA.

El caso más sencillo a tratar en los estudios de refracción sísmica es el de una capa de grosor h_0 y velocidad v_0 sobre otra capa de material con una velocidad mayor, v_1 . Cualquiera que sea la fuente utilizada, habrá tres trayectorias principales por las que se desplazarán las ondas de la fuente hacia un receptor ubicado a una distancia x de la fuente; tanto la fuente como el receptor están

colocados sobre la superficie [Stein y Wysession, 2003] (ver figura 4.12).

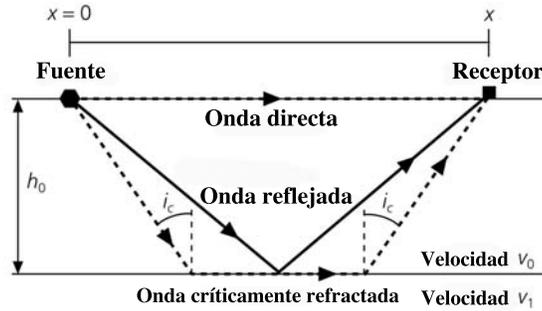


Figura 4.12: Trayectoria de los rayos para un semi-espacio de una capa de grosor h_0 y velocidad v_0 sobre otra capa de velocidad mayor v_1 . (Imagen: Tomada de Stein y Wysession, 2003 pág. 72, modificada por Rosado, A.)

La primera trayectoria es un rayo directo que viaja por la capa de manera horizontal y siguiendo una trayectoria recta y directa entre la fuente y el receptor. De acuerdo a la ecuación 4.51 el tiempo de viaje de esta onda es [Stein y Wysession, 2003; SeisImager, 2009]:

$$T_D = \int_0^x \frac{dx}{v_0} = \frac{x}{v_0} \Big|_0^x = \frac{x}{v_0} \quad (4.52)$$

La segunda trayectoria corresponde a la onda reflejada por la interfase. Como el ángulo de incidencia y de refracción es el mismo, la onda se reflejará en el punto $x/2$. Ya sea utilizando la ecuación 4.51 o haciendo un análisis geométrico, el tiempo de viaje para esta onda es [Stein y Wysession, 2003; SeisImager, 2009]:

$$T_R(x) = \frac{2(x^2/4 + h_0^2)^{1/2}}{v_0} \quad (4.53)$$

La deducción para el tiempo de viaje de una onda reflejada (ecuación 4.53) se puede consultar en el Anexo I. En $x = 0$ la onda reflejada tendrá un desplazamiento vertical y el tiempo de viaje será $2h_0/v_0$. La tercera trayectoria corresponde a la onda llamada “head wave” u onda refractada que se genera cuando el ángulo de incidencia es mayor o igual al ángulo crítico. El tiempo de viaje se calcula suponiendo que la onda viaja hasta la frontera incidiendo con ángulo igual al ángulo crítico, i_c , posteriormente viaja justo por debajo de la frontera de manera horizontal hasta abandonarla con un ángulo igual al i_c para regresar hacia el receptor. La deducción del tiempo de viaje para una onda refractada se puede consultar en el Anexo I y está dado por [Stein y Wysession, 2003; SeisImager, 2009]:

$$T_H(x) = \frac{x}{v_1} + 2h_0 \left[\frac{1}{v_0^2} - \frac{1}{v_1^2} \right]^{1/2} = \frac{x}{v_1} + \tau_1 \quad (4.54)$$

En una gráfica de distancia contra tiempo (ver figura 4.13), la distancia de cruce o distancia crítica, x_c , es el punto en el cual la onda reflejada intersecta con la head wave. La distancia de cruce o “crossover distance”, x_d , es el punto en el cual la head wave alcanza a la onda directa. Esta distancia se obtiene igualando las ecuaciones 4.54 y 4.52 y se expresa en la ecuación 4.55. Antes de este punto, la primera onda detectada era la directa, después de este punto la primera onda detectada es la refractada a pesar de que recorre una mayor distancia [Stein y Wysession, 2003].

$$x_c = 2h_0 \left(\frac{v_1 + v_0}{v_1 - v_0} \right)^{1/2} \quad (4.55)$$

La distancia crítica siempre es mayor que el doble de la profundidad de la interfase, es grande si la profundidad es grande o si la diferencia de las velocidades es pequeña. El tiempo crítico, τ_c , es el valor obtenido al dividir la distancia crítica por la velocidad de la onda directa. En ocasiones se utiliza la distancia crítica como la mínima distancia a la cual se registra una refracción en la superficie, es decir, la distancia de la fuente a la cual la energía llegará tras haber sido refractada con ángulo crítico [Milsom, 2003].

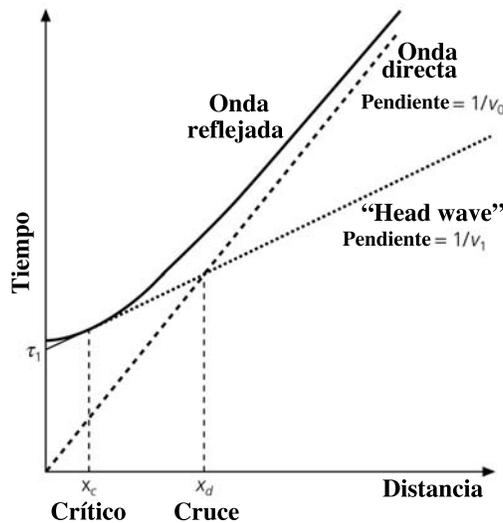


Figura 4.13: Gráfica de distancia contra tiempo para las ondas que viajan en un semi-espacio de una capa de grosor h_0 y velocidad v_0 sobre otra capa de velocidad mayor v_1 . (Imagen: Tomada de Stein y Wysession, 2003 pág. 121, modificada por Rosado, A.)

Las velocidades de las capas se encuentran con la pendiente de las curvas de tiempo de viaje. Al determinar la distancia de cruce y conociendo las velocidades, se obtiene el espesor de la capa despejando la ecuación 4.55. Otra manera de determinar el grosor de una capa es utilizando el tiempo de reflexión, $T_H(x)$, a una distancia $x = 0$ (ecuación 4.54) [Stein y Wysession, 2003].

Generalizando a un modelo de varias capas, la curva del tiempo de viaje para una onda refractada por la frontera menos profunda de la n -ésima capa es una línea con pendiente $1/v_n$ que se puede extrapolar hasta la intersección con el eje del tiempo, τ_n , quedando expresada como [Stein y Wysession, 2003]:

$$T_{Hn}(x) = \frac{x}{v_n} + \tau_n \quad (4.56)$$

El término τ_n se expresa como:

$$\tau_n = 2 \sum_{j=0}^{n-1} h_j (1/v_j^2 - 1/v_n^2)^{1/2} \quad (4.57)$$

El espesor de las n -ésima capa se puede obtener con la siguiente ecuación:

$$h_{n-1} = \frac{\tau_{n-2} \sum_{j=0}^{n-2} h_j (1/v_j^2 - 1/v_n^2)^{1/2}}{2 (1/v_{n-1}^2 - 1/v_n^2)^{1/2}} \quad (4.58)$$

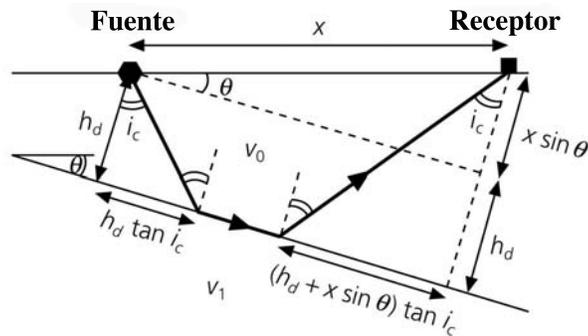


Figura 4.14: Trayectoria de las ondas refractadas que viajan en un semi-espacio de una capa de grosor h_0 y velocidad v_0 sobre otra capa de velocidad mayor v_1 donde la interfase está inclinada un ángulo θ . (Imagen: Tomada de Stein y Wysession, 2003 pág. 121, modificada por Rosado, A.)

Suponiendo que la frontera entre dos capas está inclinada un ángulo θ de la horizontal (ver figura 4.14), que la magnitud de la normal de la interfase hasta la fuente es h , que la distancia fuente-receptor es x y que las velocidades de las capas son v_0 y v_1 , se obtiene la ecuación para el tiempo de viaje [Stein y Wysession, 2003] expresada por:

$$T_H(x) = \frac{x \sin(i_c \pm \theta)}{v_0} + \frac{2h \cos i_c}{v_0} \quad (4.59)$$

La deducción para el tiempo de viaje de la ecuación 4.59 se puede consultar en el Anexo I. El signo del primer término de la ecuación 4.59 se debe a la inclinación de la interfase. Si la magnitud de la normal de la interfase hasta la fuente es menor que la magnitud de la normal de la interfase al receptor (como se muestra en la figura 4.14), se utiliza el signo positivo. Si ocurre lo contrario se utiliza el signo negativo. Cuando la interfase no está inclinada, $\theta = 0$, la ecuación 4.59 se reduce a la ecuación 4.54.

4.2.4. MÉTODO DE INVERSIÓN DE TIEMPO DE VIAJE.

En los problemas de inversión el objetivo es conocer las propiedades y características de la fuente que generó una onda sísmica y de los medios a través de los cuales se propagó a partir de las medidas obtenidas. Las medidas observadas se utilizan para proponer un modelo que sea consistente con los resultados [Stein y Wysession, 2003]. El método de inversión de tiempo de viaje utiliza una combinación de mínimos cuadrados y tiempo de retraso para invertir los primeros arribos en una sección de velocidades de dos o tres capas y generar un primer modelo que ajuste los datos observados.

Haciendo $\theta = 0$ en la ecuación 4.59 y definiendo la lentitud de una onda sísmica, S , como el inverso de la velocidad se llega a la siguiente expresión:

$$T_H(x) = 2h \cos(i_c) S_0 + x S_1 \quad (4.60)$$

la cual al hacer $c = 2S_0 \cos(i_c)$ se simplifica a una ecuación con dos incógnitas (h y S_1) [SeisImager, 2009]:

$$T_H(x) = ch + x S_1 \quad (4.61)$$

Generalizando para un refractor que no es paralelo a la superficie del terreno y considerando que el terreno no es plano, la ecuación 4.61 se expresa como [SeisImager, 2009]:

$$T_{Hj} = \sum_{k=1}^n c_{jk} h_k + x_j S_1 \quad (4.62)$$

Y de forma matricial como:

$$\begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & \cdots & c_{1n} & x_1 \\ c_{21} & c_{22} & \cdots & c_{2n} & x_1 \\ c_{31} & c_{32} & \cdots & c_{3n} & x_1 \\ \vdots & \vdots & \cdots & \vdots & \vdots \\ \cdot & \cdot & \cdots & \cdot & \cdot \\ c_{m1} & c_{m2} & \cdots & c_{mn} & x_m \end{pmatrix} \begin{pmatrix} h_1 \\ h_2 \\ h_3 \\ \vdots \\ h_n \\ S_1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} t_1 \\ t_2 \\ t_3 \\ \vdots \\ t_n \\ t_m \end{pmatrix} \quad (4.63)$$

donde m es el número de tiempos de viaje y n es el número de receptores o capas calculadas. Resolviendo la matriz se obtienen los valores de las incógnitas h_1, h_2, \dots, h_n y S_1 [SeisImager, 2009].

4.2.5. MÉTODO DE INVERSIÓN DE TOMOGRÁFIA DE REFRACCIÓN SÍSMICA.

Este método utiliza un modelo inicial de velocidades, generalmente creado por el método de inversión de tiempo de viaje, y las posibles trayectorias de las ondas que minimiza la diferencia entre los tiempos de viaje observados y los calculados. Para estudiar los cambios de velocidad que provocaron los cambios del tiempo de viaje se divide el espacio entre los geófonos y la fuente en pequeñas celdas o bloques que son sub-regiones homogéneas del medio con velocidad constante. Los nodos son puntos que se localizan en el perímetro de las celdas, el número de nodos se define como en número de nodos que tiene cada cara del perímetro sin contar las esquinas (ver figura 4.15) [Stein y Wysession, 2003; Forte y Pipan, 2008; SeisImager, 2009].

El modelo traza las trayectorias de los rayos y compara los tiempos de viaje calculados con los medidos, modifica el modelo y repite el proceso hasta que la diferencia entre los tiempos de viaje calculados y observados se minimice. El objetivo es encontrar el tiempo de viaje mínimo entre la fuente y cada geófono al encontrar la trayectoria del rayo y la lentitud en cada celda (S). De forma discreta se tiene:

$$T_i = \sum_{j=1}^N S_j l_{ij} \quad (4.64)$$

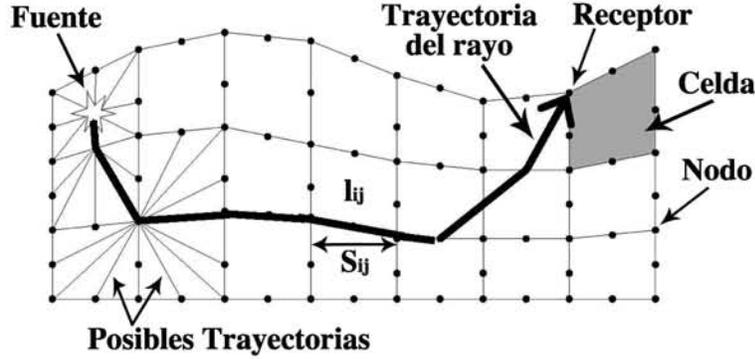


Figura 4.15: Trayectoria de las ondas calculadas a partir de la división del espacio en celdas homogéneas. (Imagen: Tomada de SeisImager, 2009 pág. 250, modificada por Rosado, A.)

En la ecuación anterior l_{ij} es la distancia que el i -ésimo rayo viaja en la j -ésima celda, S_j es la lentitud dentro de la j -ésima celda, T_i es el tiempo de viaje del i -ésimo rayo y n es el número total de celdas. Si el i -ésimo rayo no atraviesa la j -ésima celda, entonces l_{ij} será nulo. A la solución de la ecuación 4.64 se le conoce como tomografía y se basa en integrar las propiedades observadas a lo largo de varias trayectorias dentro de un medio para inferir la distribución bidimensional o tridimensional de las propiedades físicas del medio [Stein y Wysession, 2003; Forte y Pipan, 2008; Polymenakos et al., 2005; SeisImager, 2009].

Las inversiones tomográficas reconstruyen las propiedades cinemáticas y/o dinámicas del medio generando una proyección de la estructura interna que se está estudiando. El mapa de la estructura interna se obtiene al combinar la información de varias proyecciones obtenidas a diferentes ángulos de observación [Forte y Pipan, 2008; Polymenakos et al., 2005]. La ecuación 4.64 genera un sistema de m ecuaciones con n incógnitas que de manera matricial se escribe como:

$$\mathbf{T} = \mathbf{L}\mathbf{S} \quad (4.65)$$

Por lo general $m > n$, teniendo entonces un sistema de ecuaciones sobre-determinado. Definiendo el error en cada celda como $\mathbf{E} = \mathbf{L}\mathbf{S} - \mathbf{T}$, lo que se quiere es minimizar la suma de los errores cuadrados:

$$\|\mathbf{E}\|^2 = (\mathbf{L}\mathbf{S} - \mathbf{T})^T (\mathbf{L}\mathbf{S} - \mathbf{T}) = \|\mathbf{L}\mathbf{S} - \mathbf{T}\|^2 \quad (4.66)$$

Para minimizar el error se deriva con respecto a la lentitud y se iguala a cero. Al resolver la ecuación para \mathbf{L} se tiene:

$$(\mathbf{L}^T \mathbf{L}) \mathbf{S} = \mathbf{L}^T \mathbf{T} \quad (4.67)$$

donde \mathbf{L} es una matriz Jacobiana que expresa la longitud de los rayos que pasan por cada celda [SeisImager, 2009].

4.2.6. ERROR RMS.

Al realizar una inversión se obtiene un error asociado conocido como error RMS (Root Mean Square). Este error es una medida de la calidad de la inversión y es comparable con la precisión que se tenga al seleccionar los primeros arribos. Generalmente un error en la matriz de inversión menor o igual a 1.5 es aceptable. El error RMS se define como:

$$RMS = \sqrt{\frac{\Delta T^T \Delta T}{n}} \quad (4.68)$$

siendo $\Delta T = T_0 - T$ con T_0 el valor teórico, T el valor observado y n el número de datos observados [Forte y Pipan, 2008; Cardarelli y Di Filippo, 2009; SeisImager, 2009].

4.3. APLICACIÓN EN ARQUEOLOGÍA.

Dentro del contexto arqueológico los métodos geofísicos de exploración se han utilizado en aplicaciones regionales y de paisaje, en la conservación de monumentos, en el estudio para la gestión de los recursos culturales y en la planeación de excavaciones [Sarris, 2008]. La aplicación de los métodos magnético y sísmico en la arqueología pueden indicar la presencia de estructuras como probables muros, montículos, zanjas de quemado y contrastes entre las actividades constructivas y la matriz en la que están sepultadas [Manzanilla y Barba, 2003; Arciniega-Ceballos et al., 2009].

El fácil uso y la confiabilidad del método magnético hacen que sea la técnica más utilizada en arqueología y también una de las más importantes [Barba, 1990, 1985]. Las anomalías magnéticas se presentan cuando minerales ricos en hierro encontrados en la tierra forman materiales ferrimagnéticos fuertes como la magnetita, la maghemita [David y Linford, 2000] o la hematita [Garrison, 2001]. Estos tres materiales son los principales responsables de las propiedades magnéticas en suelos de origen orgánico por lo que están contenidos en muchas de las cerámicas. En particular, la maghemita se encuentra relacionada con el fuego, ya sea originado naturalmente o por el ser humano [Forte y Pipan, 2008; Sarris, 2008].

Las anomalías magnéticas pueden estar concentradas en un punto (hornos, hogueras u hoyos rellenos) o de forma lineal (muros, trincheras, tumbas). Los hornos y hogueras son fácilmente detectables por los magnetómetros ya que el fuego produce cambios en las propiedades magnéticas de los materiales debido a la combinación de temperatura, minerales de hierro, tiempo de exposición a altas temperaturas y condiciones reductoras durante la combustión. La combinación de estos factores ocasiona que las partículas de hierro modifiquen su estructura atómica adquiriendo fuertes propiedades magnéticas. La huella que estas modificaciones son reconocidas fácilmente pues están concentradas y el contraste con sus alrededores es muy alto [Manzanilla y Barba, 2003; Barba, 1990].

La técnica de refracción sísmica es muy poco usada en la prospección arqueológica quizás por el tiempo que toma realizar un levantamiento y su alto costo. Sin embargo, esta técnica permite obte-

ner información de la geología del sitio investigado con gran precisión [Cardarelli y Di Filippo, 2009]. La refracción ha mostrado ser eficiente para crear mapas de sitios de probable ocupación humana y para detectar algún tipo de cavidad dentro de estructuras antiguas o dentro de una capa de rocas [Batayneh, 2011]. El método de inversión tomográfica utilizado en el método de refracción sísmica se emplea para determinar el estado de conservación de monumentos y estructuras, determinar la presencia y ubicación de estructuras enterradas y determinar posibles etapas de construcción de una estructura [Cardarelli y de Nardis, 2001; Polymenakos et al., 2005].

En el área de estudio de esta tesis se realizó un estudio geofísico mostrando que con estos métodos es posible caracterizar y reconstruir la geometría de estructuras superficiales. El estudio se realizó en San Miguel Tocuila, poblado localizado a tan sólo 4.4 *km* de distancia del área de estudio. Considerando la historia de asentamientos humanos en la zona y los resultados obtenidos, la estructura superficial encontrada fue interpretada como los restos de un tlatal. Los tlatal son restos de asentamientos humanos prehispánicos; son estructuras construidas con paredes de piedra rellenas con los materiales disponibles en el sitio como rocas, arena limosa y en ocasiones cascajo de otras construcciones [Arciniega-Ceballos et al., 2009].

5

ÁREA DE ESTUDIO.

5.1. MARCO DE REFERENCIA GEOGRÁFICA.

La Cuenca de México se encuentra en el centro del Eje Volcánico Transversal o Cinturón Volcánico Transmexicano; una cadena de volcanes que atraviesa al país desde el estado de Nayarit al E hasta Los Tuxtlas, Veracruz en el W, con una anchura entre 20 y 70 kilómetros entre los paralelos 19 y 21 [Mooser et al., 1974]. La Cuenca de México es una cuenca cerrada de forma elipsoidal localizada entre las latitudes $19^{\circ}03'$ y $20^{\circ}14'$ al N y entre las longitudes $98^{\circ}11'$ y $99^{\circ}30'$ al W del meridiano de Greenwich. El eje mayor va de la Sierra de Pachuca al N a la Sierra Chichinautzin al S con una longitud cercana a los 100 *km*; el eje menor tiene una longitud de 80 *km* y va de la Sierra de las Cruces al W a la Sierra Nevada al E [Padilla y Sánchez, 1989]. La Cuenca de México tiene una extensión de 9,726 *km*², una altitud promedio de 2,400 msnm y está conformada por los valles de Tizayuca, Apan, Cuautlilán y México. Geomorfológicamente los terrenos de la Cuenca se dividen en tres zonas: zona baja, zona de lomeríos y zona montañosa. La zona baja comprende desde el fondo de la Cuenca y hasta la cota de 2,250 msnm con suelos de depósitos arcillosos lacustres. La zona de lomeríos se encuentra entre las cotas 2,250 y 2,400 msnm con suelos de transición a base de depósitos aluviales. Por último, la zona montañosa abarca los terrenos por encima de los 2,400 msnm de suelo rocoso [DOSSIER, 2007; González de León et al., 2010].

La Zona Metropolitana del Valle de México (ZMVM) se encuentra dentro de la Cuenca de México, entre las latitudes $20^{\circ}03'$ y $18^{\circ}56'$ N y entre las longitudes $98^{\circ}36'$ y $99^{\circ}40'$ W, tiene una extensión de 7,661.06 *km*² (0.39% de la superficie del país) de los cuales el 23.87% son llanuras lacustres y sus 20,116,842 habitantes hacen que sea la tercera urbe más poblada del mundo [INEGI, 2011]. La ZMVM tiene 320 *km*² erosionadas, 32% de su territorio está deforestado y cerca de 120 *km*² ha de tierras altamente salinas que quedan todavía libres del antiguo lago de Texcoco [González de León et al., 2010]. Es difícil imaginarse que por debajo de la mancha urbana yacen los restos de un conjunto de cinco lagos llenos de historia y riqueza.

El sistema lacustre sobre el cual yace la ZMVM abarcaba una extensión entre 800 y 1000 *km*². Tres de sus lagos, Xaltocan, Zumpango y Texcoco, eran salados; los dos restantes, Xochimilco

y Chalco, eran de agua dulce [DOSSIER, 2004, 2007]. Sin duda alguna el sistema lacustre fue una pieza clave para el desarrollo, evolución y subsistencia de los pobladores que se asentaron en sus alrededores. En la actualidad el sistema lacustre está prácticamente extinto; no obstante, sus restos continúan siendo importantes para el desarrollo de toda la región.

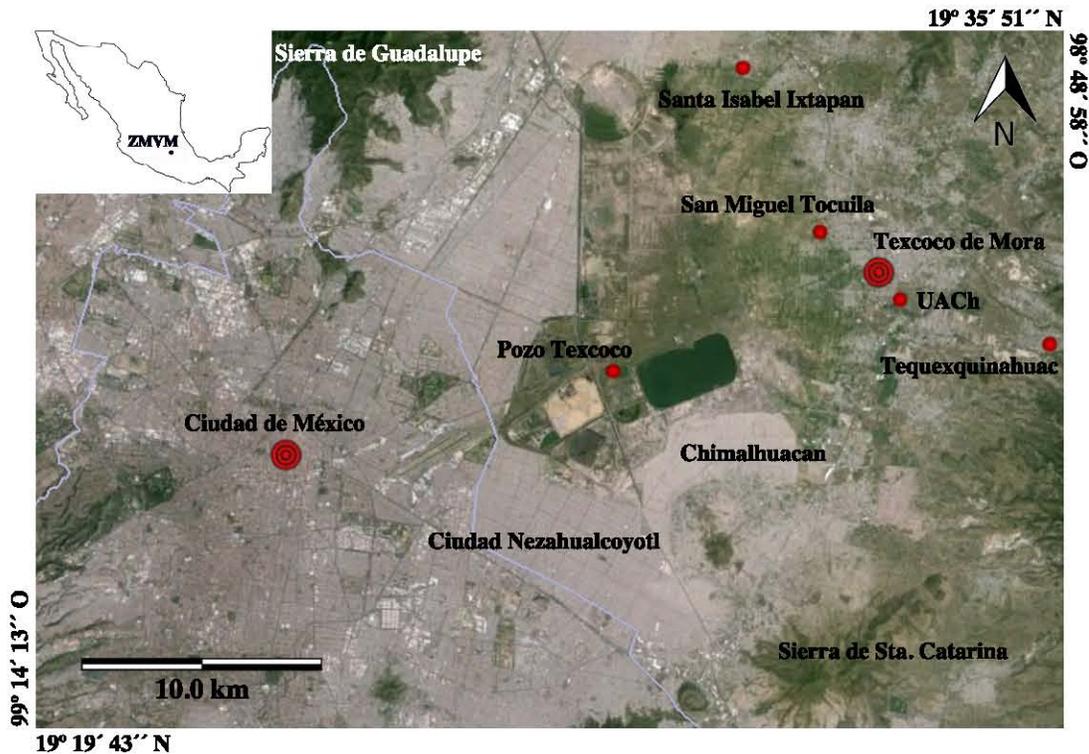


Figura 5.1: Imagen satelital de Google Earth mostrando la parte NE de la ZMVM. En la figura se puede observar la ubicación de Texcoco, de la Universidad Autónoma Chapingo y los sitios de los que se obtiene información estratigráfica. (Imagen: Rosado, A.)

La región de Texcoco abarca aproximadamente 700 km^2 , va de la parte E del antiguo lago de Texcoco hasta el W de las faldas de la Sierra del Río Frío, al N está delimitado por la Sierra Patlachique y al S por los cerros Chimalhuacan y Texolotl [Parsons, 1971]. La imagen satelital de la zona NE de la ZMVM se muestra en la figura 5.1, en ella se puede observar la cercanía de Texcoco a la Ciudad de México y los límites de la mancha urbana en la región de Texcoco.

Al noreste del Valle de México, en la región de Texcoco y a tan sólo 30 km de distancia de la Ciudad de México se localiza el municipio de Texcoco, Estado de México, lugar donde se ubica el área de estudio [Arciniega-Ceballos et al., 2009]. Con una población de 231,110 habitantes y una altitud promedio de 2,250 msnm (10 m más que la Ciudad de México), Texcoco es uno de los sesenta municipios conurbados de la ZMVM [INEGI, 2011].



Figura 5.2: Imagen satelital de Google Earth en la que se muestra un acercamiento a terrenos de la UACH ubicada en Texcoco de Mora, Texcoco, Estado de México. Con líneas rojas se delimita el área de estudio. (Imagen: Rosado, A.)

Desde noviembre de 1923 la Universidad Autónoma Chapingo (UACH) se ubica en la ex hacienda Chapingo, al Sur de Texcoco de Mora, cabecera del municipio de Texcoco. Los terrenos de la UACH y en particular los terrenos en donde se realizaron los estudio geofísicos reportados en la presente tesis se muestran en la figura 5.2. Ambos terrenos estudiados pertenecen a la Tabla Agrícola San Martín, Lote SM-15 del Campo Fitotecnia dedicado a la enseñanza e investigación de dicha universidad. Los terrenos han sido catalogados por el autor de este trabajo como SM-15-1 y SM-15-2 (ver figura 5.3). A aproximadamente 250 *m* en dirección N de ambos terrenos se encuentra una línea eléctrica aérea de alta tensión. La vialidad interna de terracería que divide ambos terrenos es plana, se encuentra ligeramente más elevada que los terrenos SM-15-1 y SM-15-2 y tiene aproximadamente 7.5 *m* de ancho; en ella se encuentran unos postes de concreto a muy poca distancia de unas tomas de agua, se cree que por debajo de esta vialidad se encuentre una tubería que alimenta estas tomas usadas para el riego.

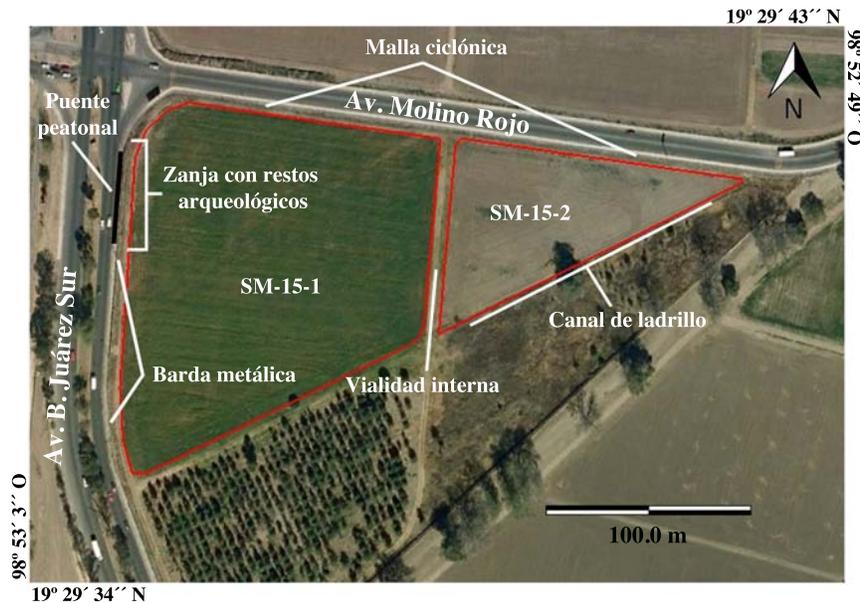


Figura 5.3: Imagen satelital de Google Earth mostrando los terrenos SM-15-1 y SM-15-2 pertenecientes a la UACh. (Imagen: Rosado, A.)

El terreno SM-15-1 tiene forma trapezoidal, colinda al N con la Av. Molino Rojo y está delimitado por una malla ciclónica, al E y S con una vialidad interna de terracería y al W con la Av. Benito Juárez Sur (carretera México-Texcoco) y está delimitado por una barda metálica con malla ciclónica. Cabe mencionar que a menos de un metro de distancia de la barda colindante W se encuentra una línea eléctrica aérea de media tensión; sobre la banqueta de esa misma colindancia y aproximadamente a la mitad del terreno se encuentra un puente peatonal de concreto con estructura metálica cuya rampa de ascenso/descenso corre hacia la esquina NW del terreno. Este terreno tiene una superficie aproximada de $21,813 \text{ m}^2$ o 2.18 ha , se encuentra surcado y con poca vegetación que no alcanza el medio metro de altura (ver figura 5.4a).

El terreno SM-15-2 es triangular con una superficie aproximada de 0.72 ha o $7,197 \text{ m}^2$, plano, sin surcos ni vegetación (ver figura 5.4b). Colinda al N con la Av. Molino Rojo y está delimitado por una malla ciclónica, al E y S con un predio de flora silvestre con pocos árboles y al W con la vialidad interna de terracería. Delimitando el predio de flora silvestre, colindancia E y S, se encuentra un canal hecho de ladrillo y cemento seguramente usado para el transporte de agua.



Figura 5.4: Imágenes de los terrenos de estudio: a) SM-15-1 visto hacia el N, b) SM-15-2 visto hacia el NE. (Imágenes: Rosado, A.)

5.2. MARCO GEOLÓGICO.

5.2.1. FORMACIÓN DE LA CUENCA DE MÉXICO Y DEL SISTEMA LACUSTRE.

Durante el Cretácico Tardío y hasta la Era Cenozoica la zona de la Cuenca de México estaba cubierta por mar, lo que dio lugar a la formación de depósitos calcáreos constituidos principalmente por capas intercaladas de rocas calizas, rocas areniscas calcáreas y fósiles conocidos como el conglomerado de Texcoco. Entre el Paleoceno Tardío y el Eoceno Temprano el continente sufre una serie de levantamientos que generan plegamientos y fallas; permitiendo que el magma ascienda hasta la superficie generando actividad volcánica y formando el Eje Volcánico Transversal [Padilla y Sánchez, 1989].

Entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano la Cuenca entra en una intensa actividad volcánica, la formación más vieja es la Sierra Tezontlalpan ubicada al W de la Sierra de Pachuca con más de 30 millones de años. En esta misma época se crean las cadenas volcánicas que forman las Sierras de las Cruces, Monte Alto, Río Frío y Nevada, las cuales presentan protuberancias de dacitas y riocacitas; la formación Chiquihuite o bien la Sierra de Guadalupe y los Cerros de los Gachupines y Peñón de los Baños constituidos por domos extrusivos y estratovolcanes con composición de toba, breccia, dacita y andesita [Mooser et al., 1974; Padilla y Sánchez, 1989]. La ubicación de las Sierras circundantes de la Cuenca de México se pueden observar en la figura 5.5.

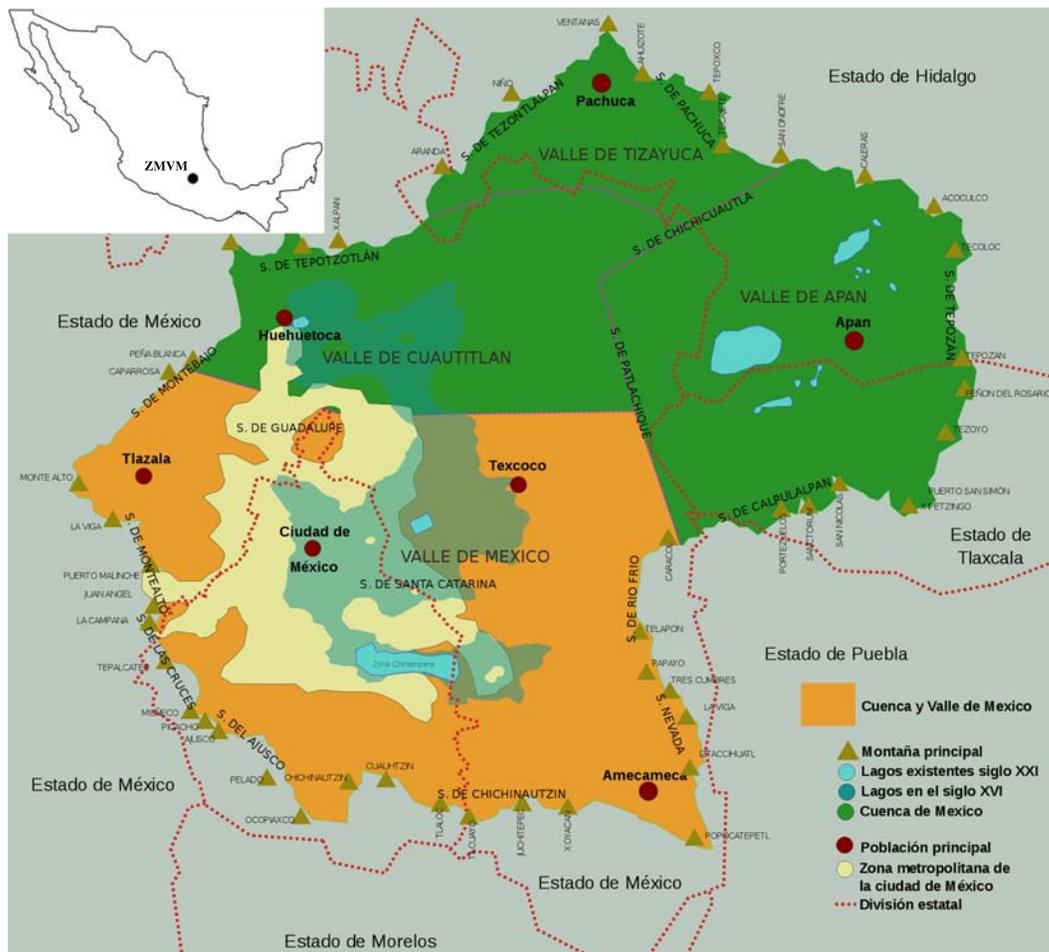


Figura 5.5: Valle de México dentro de la Cuenca de México. En la imagen se muestran las Sierras circundantes, la ubicación del antiguo sistema lacustre y la mancha urbana de la ZMVM. (Imagen: Sarumo74, Valle de México dentro de la Cuenca de México, 6 de agosto de 2006. Imagen tomada del sitio de Wikipedia: http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Valle_de_Mexico_xxi.svg. Fecha de actualización: 31 de julio de 2013. Imagen modificada por Rosado, A.)

Los eventos volcánicos durante el Mioceno mantuvieron un patrón de actividad regular y formaron los estratovolcanes Popocatepétl e Iztaccihuatl; ambos compuestos principalmente por andesita. Hasta el Plioceno Temprano la Cuenca se encontraba confinada por sierras en forma de herradura de E a W en sentido contrario de las manecillas del reloj, la parte S se encontraba abierta, permitiendo que drenara hacia el río Balsas y de ahí al Pacífico; esto provocó la erosión de las rocas y que las Sierras y la base de la Cuenca se moldearan [Padilla y Sánchez, 1989]. La secuencia geológica de la formación de la Cuenca de México y las etapas de formación de las sierras circundantes se muestra en la figura 5.6.

A finales del Plioceno comienza una nueva actividad volcánica andesítica intensa que aumenta la altura de las sierras de las Cruces y Nevada dándoles su forma actual [Padilla y Sánchez, 1989], los cerros Telapón y Tlaloc tuvieron gran actividad en esta Época. Entre el Plioceno y el Pleistoceno nacen las sierras que rodean al Valle de Apan. En el Pleistoceno se forman las sierras de Santa Catarina y Chichinautzin y los volcanes Chiconautla, Cerro Gordo y la Sierra Patlachique [Mooser et al., 1974] (en la figura 10.1 del Anexo II página 116 se puede consultar una tabla geológica de las Épocas y su duración en millones de años que estuvieron involucradas en la formación de la Cuenca de México). La Sierra Chichinautzin cierra por completo el S de la cuenca de México. Al no poder desembocar al río Balsas el agua se comienza a acumular en las partes más bajas de la Cuenca, es como nace el sistema lacustre que hoy hemos prácticamente extinguido. Las características geológicas de la región permitieron la formación de islotes, la deposición de sedimentos de tamaño granular variable y con distribución horizontal y que los lechos de los cuerpos de agua fueran topográficamente irregulares [Padilla y Sánchez, 1989].

A partir del Pleistoceno y hasta hace algunas decenas de años los sedimentos más finos, acompañados de lutitas y algunas capas de evaporitas, fueron arrastrados y depositados hasta la parte central del sistema lacustre. En algunas partes, como el oriente del lago de Texcoco, la deposición alcanzó un grosor mayor a los 2,500 m, de los cuales entre 10 y 20 % representan la capa de arcillas superficiales. Las características particulares de cada cuerpo de agua dependieron de la precipitación y de la deposición de sedimentos transportados por el agua y el viento. Debido a esto se formaron lagos con una circulación de agua nula y con un alto grado de evaporación como el de Texcoco, lagos intermitentes como la parte poniente de Texcoco y lagos de agua cristalina como Chalco y Xochimilco [Padilla y Sánchez, 1989].

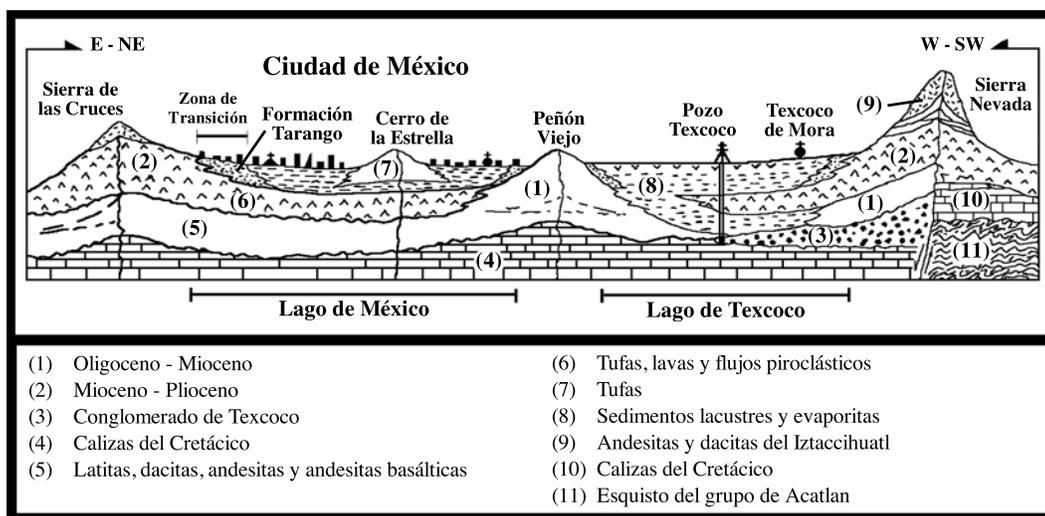


Figura 5.6: Sección geológica de la Cuenca de México. (Imagen: Tomada de Padilla y Sánchez, 1989 pág. 22, modificada por Rosado, A.)

5.2.2. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DEL LAGO DE TEXCOCO Y DEL ÁREA DE ESTUDIO.

La zona del antiguo lago de Texcoco está formada por arcillas que en los primeros tres metros de profundidad muestran grietas de desecación poco profundas con una extensión horizontal de varios metros. En los siguientes 25 metros las capas de arcillas están intercaladas con lentes de limos arenosos o de arena limosa. Posterior a estas arcillas se haya una capa dura formada por limos arenosos, arenas y limos que llegan a tener un espesor de hasta 3.5 metros. Por debajo de esta capa continua habiendo arcillas hasta llegar a los 42 metros de profundidad, es ahí donde se empiezan a encontrar suelos de limos consolidados y arenas limosas. El contenido de agua disminuye rápidamente con la profundidad, en los primeros 28 metros es del 300 % y entre los 100 y 140 metros es de tan solo el 25 % [Estrella et al., 2009].

Según estudios estratigráficos realizados a los núcleos extraídos del Pozo Texcoco de extensión 10.8 *m* (ver figuras 5.1, 5.6 y 5.7), entre el 7 y 68 % del núcleo extraído está conformado por arcillas. Se han identificado capas compuestas por sedimentos volcánicos y lacustres y depósitos intercalados con ceniza blanca o negra. Los sedimentos lacustres en la parte baja del pozo son prácticamente homogéneos, de color gris olivo y con presencia de fracturas menores, a mitad del pozo los sedimentos son de color café-rojizo y presentan fracturas verticales rellenas y con longitudes que van de 5 a 40 *cm*, los sedimentos lacustres más superficiales son de color gris oscuro [Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998]. Este pozo se encuentra a 12.6 *km* del área de estudio (ver figura 5.1).

El área de estudio está rodeada de sitios paleontológicos como San Miguel Tocuila, Santa Isabel Ixtapan y Tequexquahuac. Estos tres sitios y el Pozo Texcoco muestran horizontes marcadores de cenizas producidas por erupciones plinianas. El primero es el horizonte Tefra Tláhuac u horizonte de gran ceniza basáltica-andesítica (Great Basaltic-Andesitic Ash - GBA) que se originó hace 29,000 \pm 200 años AP; el segundo es el horizonte Tefra Tlapacoya 2 u horizonte pómez con andesita (Pumice with Andesite Tephra - PWA) con antigüedad de 14,450 años AP proveniente del Popocatépetl y con tonalidades anaranjadas-rojiza. Por último, Tequexquahuac y San Miguel Tocuila muestran un horizonte pómez marcadora superior, tripartita o pómez superior de Toluca (Upper Toluca Pumice - UTP) proveniente del Nevado de Toluca que data de hace 10,500 años AP y presenta tonalidades de gris claro [González et al., 2006; Siebe et al., 1999; Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998].

En los sitios de Santa Isabel Ixtapan y San Miguel Tocuila se identificaron sedimentos lacustres posteriores al horizonte GBA y capas de arcillas verdes o jaboncillo cuyo origen es del Pleistoceno Tardío y que han sido denominadas como Formación Becerra [González et al., 2006]. En el caso particular de San Miguel Tocuila, la capa superior de 40 *cm* de espesor es suelo arado seguido por una serie de tepetates de hasta un metro de espesor [González et al., 2006; Morett Alatorre y Cabrales, 2003]. El lahar o flujo lodoso tiene elementos pertenecientes a los horizontes PWA y UTP. Se cree que el material volcánico de ambos horizontes se depositó en los glaciares del cerro Tlaloc ubicado a unos 20 *km* en dirección ESE de Tocuila y que permaneció ahí hasta hace unos 10,977 \pm 100 AP, momento en el cual las condiciones climáticas fueron las favorables para la formación de los lahares [González et al., 2006; Morett Alatorre y Cabrales, 2003]. Los detalles de la secuencia estratigráfica de San Miguel Tocuila se muestra en la figura 5.8.

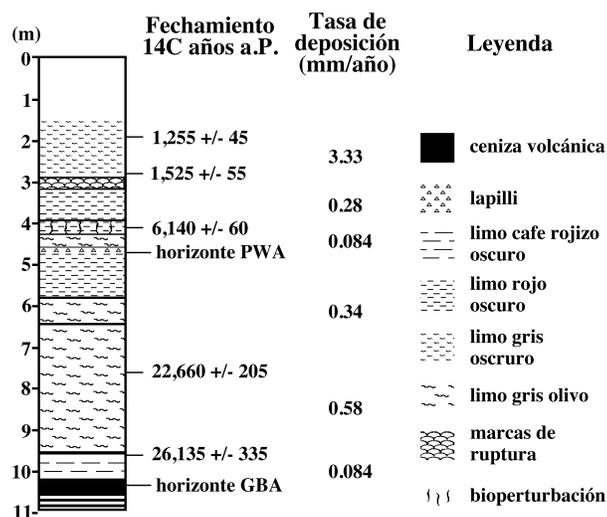


Figura 5.7: Estratigrafía del Pozo Texcoco realizado por María del Socorro Lozano García y Beatriz Ortega Guerrero. (Imagen: Tomada de Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998 pág. 58, modificada por Rosado, A.)

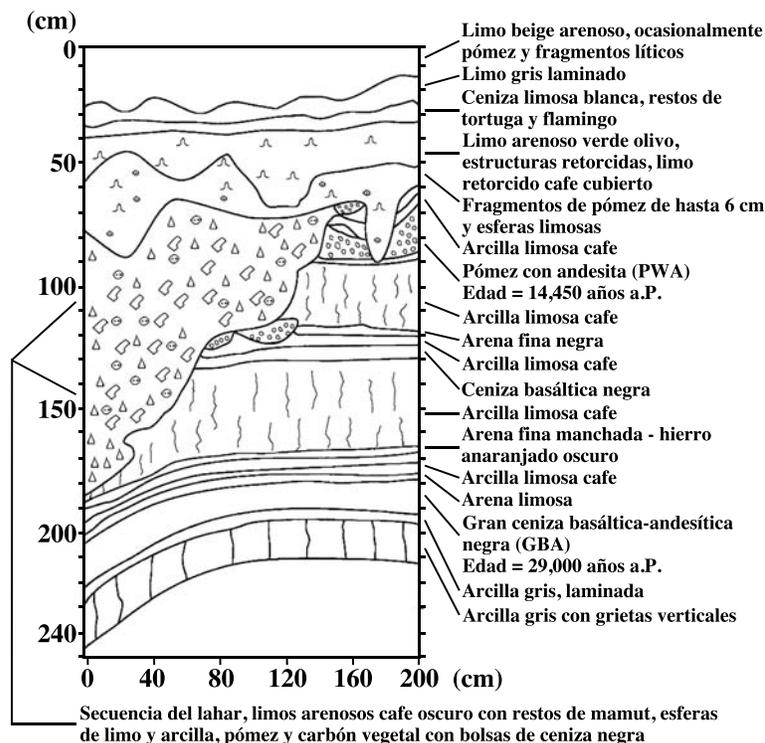


Figura 5.8: Estratigrafía del sitio paleontológico de San Miguel Tocuila, Texcoco, Estado de México. (Imagen: Tomada de González et al., 2006 pág. 267, modificada por Rosado, A.)

5.3. CONDICIONES PALEONTOLÓGICAS Y PALEO-AMBIENTALES.

A pesar del debate entorno a la llegada del hombre a la Cuenca de México, son pocos los sitios encontrados pertenecientes a la Etapa Lítica (30,000 a 2,000 a.C.) [DOSSIER, 2007]. No obstante, hay que tener en mente que los primeros pobladores arribaron durante la última glaciación (22,000 a 14,000 AP), encontrando un territorio libre de hielo, salvo en las montañas más elevadas, en un ambiente seco y frío [DOSSIER, 2001].

Dentro de la Cuenca de México se han recuperado restos óseos de los primeros pobladores acompañados de una variedad de artefactos humanos y de vivienda. El más antiguo corresponde a la Mujer del Peñón III recuperada en 1959 en el Cerro Peñón de los Baños con una antigüedad de $12,700 \pm 75$ años AP. Los restos óseos más jóvenes corresponden a los hallados en San Vicente Chicoloapan, Estado de México con una antigüedad de $4,410 \pm 50$ años AP [DOSSIER, 2001; López et al., 2006; Pompa y Padilla, 2006].

En al menos treinta localidades de la Cuenca de México y durante la construcción del Sistema de Transporte Colectivo “Metro” han sido reportados hallazgos de restos óseos de megafauna pertenecientes al Pleistoceno Tardío, incluyendo mamuts, gatos diente de sable, bisontes, caballos, camellos, milodones y gliptodontes. La mayoría de los restos han sido encontrados cercanos a cuerpos de agua, cenizas volcánicas o lahares y junto con ellos se han recuperado artefactos de manufactura humana como puntas de proyectil tipo Lerma, Angostura y Scottsbluff, hueso trabajado, fragmentos de obsidiana, lascas, restos de hogares, navajas, los primeros objetos de barro cocido, vasijas, raedera recta, raspadores y cuchillos [González et al., 2006; DOSSIER, 2007; Morett Alatorre y Cabrales, 2003; STC, 2013; Gonzalez et al., 2001; García-Rosales et al., 2004; INAH, 2013]. La distribución de los restos óseos de los primeros pobladores y de la megafauna hallados en la Cuenca de México se muestran en la figura 5.9.

En San Miguel Tocuila y Tequexquinahuac los restos de megafauna se encontraron incrustados en lahares, junto con restos de venado y conejo. En el sitio de Santa Isabel Ixtapan los restos de mamut se hallaron empotrados en arcillas verdes o jaboncillo [González et al., 2006]. En el yacimiento paleontológico de Tocuila, ubicado en la ribera oriente del antiguo lago de Texcoco a 3.15 m de profundidad, se encontraron aproximadamente 1000 huesos bien conservados y con poca abrasión incrustados en un lahar que cubrió por completo un arroyo que desembocaba en el lago de Texcoco con sentido ESE-WNW. El lahar es cubierto por una capa de ceniza blanca localizada a aproximadamente 40 cm de la superficie, en ella se encontraron restos de peces y moluscos, tortuga casquito y aves acuáticas como flamencos y dos tipos de patos. Las especies encontradas corresponden a un ambiente lacustre e indican que el nivel del lago aumentó después de los eventos volcánicos que produjeron el lahar. Aunque no se encontró material lítico en este sitio, hay diez elementos óseos que indican que los restos fueron sometidos a procesos de elaboración de artefactos para el destazamiento [González et al., 2006; Morett Alatorre y Cabrales, 2003; Siebe et al., 1999].

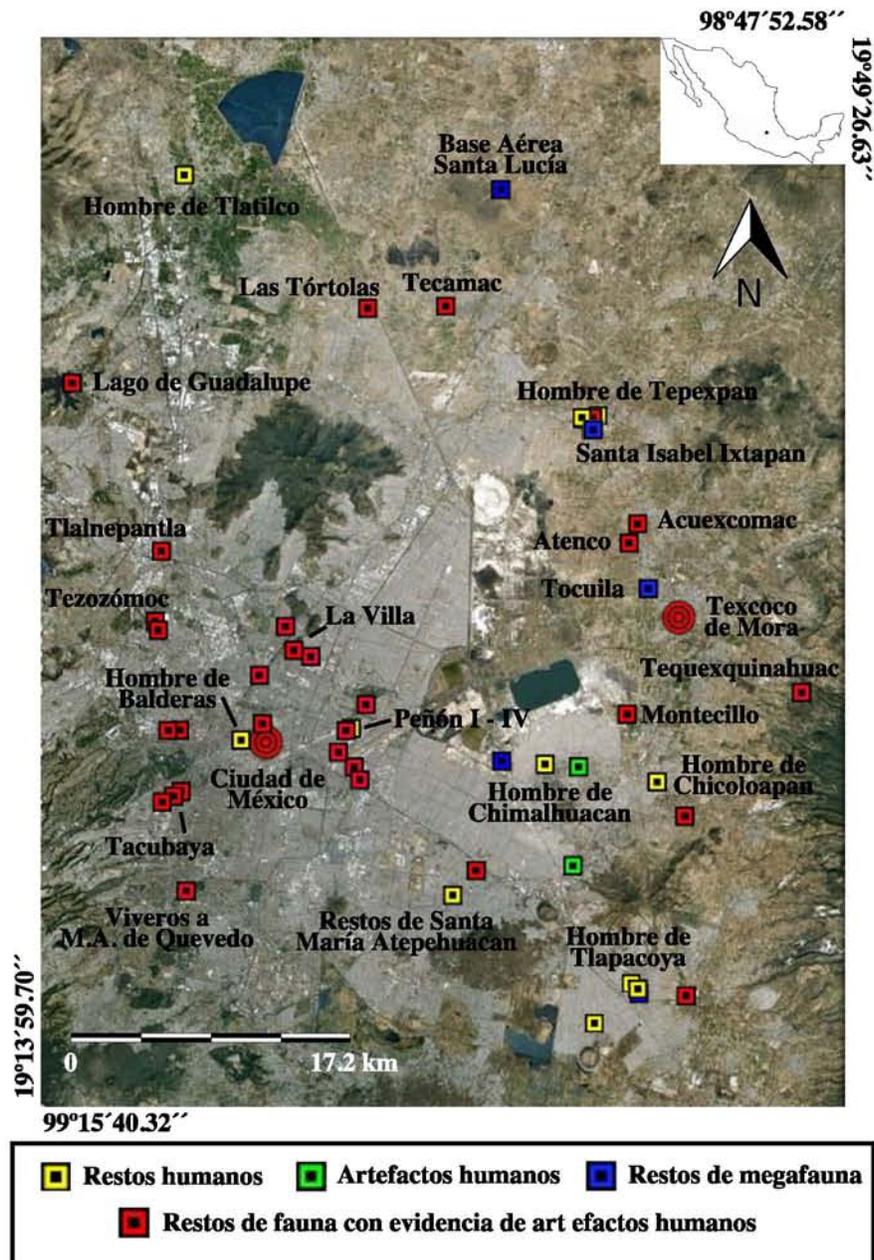


Figura 5.9: Imagen satelital de Google Earth en la cual se muestra la distribución de los restos óseos humanos y de megafauna dentro del Valle de México. (Imagen: Rosado, A. Creada a partir de información recabada de DOSSIER, 2007, 2001; García-Rosales et al., 2004; Morett Alatorre y Cabrales, 2003; Gonzalez et al., 2001; González et al., 2006; Siebe et al., 1999; STC, 2013; Tlalnepantla, 2013; INAH, 2013; Padilla y Sánchez, 1989; López et al., 2006.)

Hasta la fecha no se han encontrado restos de la megafauna posteriores a la actividad volcánica del Pleistoceno Tardío. Tanto la actividad humana como los cambios climáticos contribuyeron a la extinción de la megafauna [González et al., 2006], lo que provocó el desarrollo de nuevas tecnologías y obligó a que los pobladores domesticaran las plantas y animales provocando la transición a la vida sedentaria y nuevas formas de organización social [Morett Alatorre y Cabrales, 2003]. A pesar de ello los pobladores no dejaron de consumir peces, anfibios, reptiles, cangrejo, aves e insectos acuáticos que no fueron domesticados [Alcocer y Williams, 1996].



Figura 5.10: Megafauna de México durante la edad de hielo hace 10,000 años. (Imagen: Proporcionada por la CONABIO, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.)

El sistema lacustre que se formó en la Cuenca de México contaba con un sólo cuerpo de agua que se fue dividiendo de manera natural hasta llegar a ser un sistema de cinco lagos interconectados que confluían en el lago de Texcoco. El sistema lacustre tenía una extensión entre 800 y 1000 km^2 y sus orillas promediaban una altura de 2240 msnm [Alcocer y Williams, 1996; DOSSIER, 2004]. De los cinco lagos que lo conformaban, el lago de Texcoco era el más salino y el más bajo, se alimentaba de las precipitaciones del verano, el derretimiento de los glaciares en las Sierras de Río Frío y Nevada y por varios manantiales localizados en sus cercanías [Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998].

El polen y las esporas extraídas del núcleo del Pozo Texcoco muestran que el cambio más notorio en la vegetación tuvo lugar 23,000 años AP. La alteración de la vegetación no se debió al clima, sino probablemente se debió a la alteración del sistema hidrográfico en la parte SE de la Cuenca originada por los eventos volcánicos del Popocatepetl durante el Pleistoceno. No obstante, los cambios detectados en el medio ambiente pueden deberse a eventos climáticos y no a la actividad volcánica. Posterior a los eventos volcánicos del Pleistoceno, la región de Texcoco presentó condiciones climáticas secas asociadas con la máxima glaciación ocurrida entre 23,000 y 10,000 años AP [Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998]. Durante este periodo el ambiente lacustre era estable, con

tazas de evaporación bajas y una muy delgada lámina de agua que permitía a los animales caminar y pastar al mismo tiempo [Morett Alatorre y Cabrales, 2003]. Sin embargo, la discontinuidad de 8,200 años de duración se puede explicar considerando que las condiciones secas aumentaron, dificultando la conservación de un cuerpo de agua en Texcoco ocasionando la pérdida de la secuencia estratigráfica en el fondo del lago debido a la erosión [Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998].

Por otro lado y coincidiendo con el estudio del Pozo Texcoco, un estudio de paleolimnología de diatomeas (una clase de algas unicelulares microscópicas), realizado por Alcocer y Williams en 1996, propone que el lago de Texcoco tuvo cuatro ambientes distintos. El primero contaba con un lago de salinidad constante, fresco, grande y posiblemente profundo. Posteriormente la evaporación aumentó, disminuyendo el nivel del lago y aumentando su salinidad. El estudio muestra que la alternancia de diatomeas bentónicas de agua dulce y salada provocaron la alternancia en las condiciones del lago de Texcoco, pasando de agua dulce a agua salina, de profundo a poco profundo y de fresco a cálido alterando sus condiciones alcalinas [Alcocer y Williams, 1996].

5.4. ASENTAMIENTOS HUMANOS PREHISPÁNICOS.

Durante el Preclásico Temprano (2500-1200 a.C.) los grupos nómadas de cazadores-recolectores pasaron a ser sedentarios y empezaron a formar las primeras aldeas. Entre los grandes beneficios que ofreció la Cuenca de México a los primeros pobladores estaban la oportunidad de mezclar la caza y recolección con la producción de alimentos y pesca, así como la posibilidad de domesticar la flora y la fauna. Lo cual con el tiempo y junto con la desaparición de la caza de animales grandes dio lugar a que la agricultura se convirtiera en el principal proveedor de alimentos [DOSSIER, 2007].

Para el periodo Preclásico Medio (1200-400 a.C.) la población continuó aumentando; la construcción de presas, canales y terrazas fortalece la agricultura y se deja de depender exclusivamente de la lluvia. Como se puede ver en la figura 5.11 la cantidad de aldeas en la región de Texcoco aumentó en comparación con el periodo anterior, en particular en las faldas de las sierras de Río Frío y Patlachique [DOSSIER, 2007]. Las aldeas pertenecientes a este periodo se encuentran entre los 2,300 y 2,500 msnm, muy cerca de las barrancas y se estima que tuvieron una población menor a las 50 personas. Son siete los sitios cercanos a nuestra área de estudio en los que se han encontrado rasgos arqueológicos pertenecientes al Preclásico Medio, solamente en uno de los sitios se encontró un tlatal. El más poblado se cree que llegó a tener cerca de 100 habitantes y no presenta rasgos superficiales de estructuras [Parsons, 1971]. Los tlatales son restos de asentamientos humanos prehispánicos; son estructuras construidas con paredes de piedra rellenas con los materiales disponibles en el sitio como rocas, arena limosa y en ocasiones cascajo de otras construcciones [Arciniega-Ceballos et al., 2009].

Teotihuacan y Cuicuilco son las primeras grandes urbes de la Cuenca de México con poder e influencia regional, estas surgen durante el Preclásico Tardío (400 a.C.-150 d.C.). En este periodo la región de Texcoco sufre un aumento poblacional considerable que se ve reflejado en el número de sitios de caserío, aldeas y aldeas mayores que se establecieron [DOSSIER, 2007]. Cercanos a la

actual ciudad de Texcoco, cinco sitios se asentaron en las faldas de los cerros Purificación, Metecatí y Tetzcotzingo, uno en suelo aluvial, cinco en las orillas del lago y trece en barrancas. El sitio más importante fue el establecido en el Cerro Tetzcotzingo, llegando a ser un centro regional secundario con una población estimada entre los 1,700 y los 3,500 habitantes. En este sitio no hay rasgos estructurales pero se estableció la hipótesis de que se formó a partir de la unificación de tres pequeños poblados del Preclásico Medio. En otros tres sitios pertenecientes al Preclásico Medio se halló un montículo y en otros tres sitios, incluyendo los encontrados en el Cerro Purificación, se hallaron tlateles [Parsons, 1971]. Los montículos son estructuras que destacan en el terreno donde se encuentran por tener una elevación mayor. Los montículos pueden ser naturales o artificiales, como los tlateles [Arciniega-Ceballos et al., 2009]. Los mencionados en este trabajo se refieren a montículos hasta cierto punto naturales en los que se cree que puede haber un tlatel enterrado, es decir, se cree que el montículo artificial creado por los pobladores fue cubierto de manera natural por el paso del tiempo [Parsons, 1971].

Se estima que la población de la Cuenca de México se multiplicó siete veces durante el Clásico (150-650 d.C.) con respecto al periodo anterior. Del norte de la región de Texcoco los teotihuacanos obtenían diversos granos y semillas mientras que del sur se proveían de la caza y pesca de animales e insectos [DOSSIER, 2007]. En la región de Texcoco la gente abandona los sitios antes ocupados y se dispersa en poblados con menos de 50 habitantes, eso se refleja en la disminución de sitios hallados por los trabajos de Parsons (1971) (ver figura 5.11). Los trece sitios más cercanos a Chapingo se encontraron nuevamente en barrancas cercanas a las sierras y ninguno mostró rasgos estructurales superficiales. El más importante se estima que tuvo una población de 500 personas [Parsons, 1971].

Con la caída de Teotihuacan en el Epiclásico (650-900 d.C.) la mayor migración, interna y externa a la Cuenca de México, se da hacia el Oriente de la misma y sus regiones vecinas. El sitio del Cerro Portezuelo ubicado en el actual municipio de Chimalhuacán sobrevive al colapso teotihuacano; con una población aproximada a los 3,000 habitantes es uno de los asentamientos más grandes de la cuenca y el más importante en el Oriente de la misma. En la región de Texcoco desaparecen casi por completo los caseríos; la población se concentra en las aldeas y aldeas mayores ubicadas en las barrancas de la Sierra Patlachique y alrededor de las barrancas del Cerro Portezuelo, en las llanuras la actividad humana y los asentamiento son limitados [DOSSIER, 2007]. Ninguno de los nueve sitios pertenecientes a este periodo tiene rasgos estructurales que pudieran indicar la presencia de tlateles o montículos [Parsons, 1971].

Durante el Posclásico Temprano y Medio (900-1350 d.C.) se da el auge y caída del dominio tolteca que nuevamente influye fuertemente a toda la región y es seguido por la era de los señoríos Chichimeca [DOSSIER, 2007]. A partir del Posclásico Temprano la situación poblacional de la región N y S de Texcoco se revierte, aumenta la población y la gente se junta en los centros urbanos. En la parte central de la región de Texcoco el abandono continúa y sólo es posible encontrar dos sitios de ocupación humana cercanos a nuestra área de estudio. Ambos se encuentran en la orilla del lago y no presentan rasgos de estructuras superficiales. La figura 5.11 nos indica que durante el Posclásico Medio el aumento poblacional continúa, la parte central de la región de Texcoco se comienza a re-poblar aumentando los asentamientos humanos. Dieciocho sitios de ocupación fueron encontrados por Parsons, seis cercanos a una barranca, uno en las faldas del Cerro Metecatí y todos los demás en las orillas y lecho del lago de Texcoco. Únicamente en tres de los sitios mencionados se hallaron montículos. Las mayores urbes de la zona son Huexotla y Coatlinchan [Parsons, 1971]. Como

consecuencia del desarrollo de distintos grupos étnicos surgen los Acolhuas, etnia con un dominio de tradiciones otomías, nahuas y chichimecas. Su capital desde el s. XIII fue Catlenihco, posteriormente conocida como Tetzcuco o Texcoco [Jarquín y Herrejón Peredo, 2002].

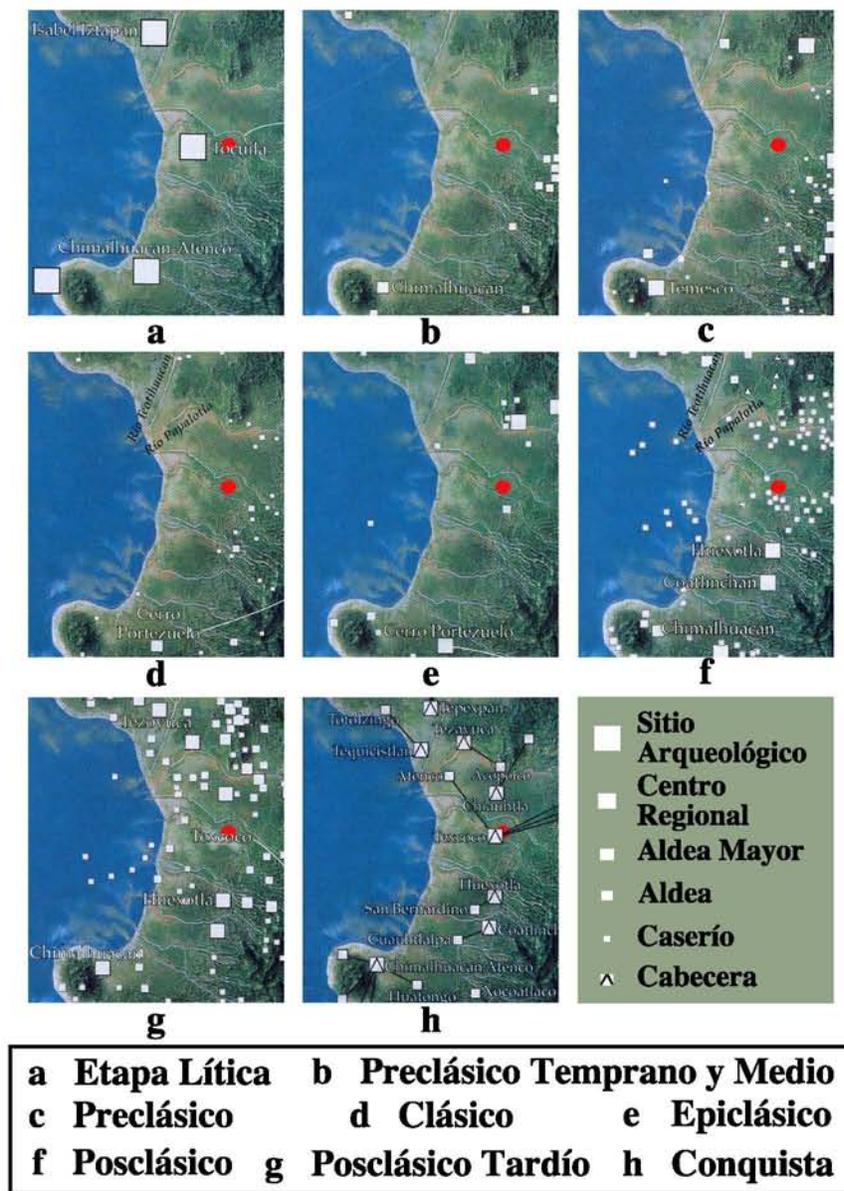


Figura 5.11: Evolución de los asentamientos humanos en la zona próxima a nuestro sitio de estudio (punto rojo). (Imagen: Rosado, A. Creada a partir de imágenes disponibles en DOSSIER, 2007 págs. 31, 35, 41, 45, 51, 55, 59 y 65.)

Los Acolhuas dominaron la zona oriente del actual Estado de México y una parte del estado de Hidalgo a partir del Posclásico Tardío (1350-1519 d.C.) [Jarquín y Herrejón Peredo, 2002]. El crecimiento y la urbanización de los centros poblacionales continúa, surgiendo otras tres grandes urbes

en la región: Tepetlaoxtoc, Coatepec y Texcoco. Texcoco se ubicó en el llano aluvial más extenso de la región y es muy probable que la fundación de la ciudad se deba a la unificación de los poblados existentes en el Posclásico Medio. En toda la región hay ocupación de pequeños poblados, la mayoría de los sitios encontrados están asociados con canales de agua. De todos los sitios hallados, treinta y uno presentan rasgos estructurales, once no los presentan; en siete se pueden encontrar montículos y en cuatro tlateles. De las cinco grandes urbes, Texcoco y Huexotla eran las principales y son las únicas en las que proliferan los suburbios con una población dispersa que llegaba desde la Sierra del Río Frío hasta el lago de Texcoco. En Texcoco la mancha urbana solo permitió que Parsons localizara once tlateles con alturas que van de los 20 *cm* hasta los 7 *m*, ocho de ellos tuvieron un uso ceremonial y el resto fueron de uso doméstico. En Huexotla se pudieron localizar treinta y cinco tlateles con alturas que van desde los 15 *cm* hasta los 7 *m*, catorce de ellos fueron de uso comercial, dieciocho de uso doméstico y sólo en tres no queda claro el uso que se les dio, aunque la tendencia parece inclinarse hacia el uso ceremonial [Parsons, 1971]. Es muy probable que se encuentre algún suburbio en Chapingo ya que se ubica justamente en medio de los dos centros urbanos más importantes de la época.

Con la derrota de los tepanecas en el siglo XV, la Cuenca cae bajo el dominio de los aztecas y sus aliados en la Triple Alianza: Texcoco y Tacuba. [DOSSIER, 2007]. Durante el imperio de Nezahualcóyotl Texcoco se dividió en seis grandes barrios: Mexicayan, Colhuacan, Tluizanhuc, Tepan, Tlaylotacan y Chimalpan. Se han encontrado tlateles que pudieran estar asociados a cada uno de los barrios mencionados [Jarquín y Herrejón Peredo, 2002].

A la llegada de los españoles, se cree que el 65 % de la población de la región de Texcoco habitaba en las cinco grandes urbes de la época. En particular, Texcoco contaba con 140,000 casas y una extensión de tres o cuatro leguas (entre 13 y 17 *km*²). Tras una serie de eventos, Texcoco termina aliándose a la causa española junto con los señoríos de Otumba, Huexotla, Chalco, Xochimilco, entre muchos otros. Su ayuda fue vital para la conquista militar de Tenochtitlan [DOSSIER, 2007; Jarquín y Herrejón Peredo, 2002; Parsons, 1971].

Entre el 20 de mayo y el 31 de julio de 2003 un grupo encabezado por Morett y Parsons localizaron más de 1100 lugares con restos arqueológicos en una superficie aproximada de 25 *km*² del lecho del lago de Texcoco (ver figura 5.12). Entre los restos encontrados se tienen artefactos aislados, dispersiones de tepalcates y lítica de varios centímetros de diámetro, navajas, instrumentos de cocina, bezote de obsidiana y cerámica del Posclásico Tardío, Medio y Temprano y del Epiclásico (no hay cerámica del Clásico ni del Preclásico). También se hallaron ofrendas rituales, sahumadores, grandes cántaros, cajetes curvo-convergentes, platos, cajetes trípodas, brasero; así como material lítico de piedra verde, basalto, tezontle, obsidiana, restos de madera, copal, carbón, cascarones, pequeños caracoles, fragmentos de huevos de fauna lacustre e instrumentos que parecen indicar la presencia de pequeños calchichuites (campamentos temporales usados por quienes explotaban algún recurso lacustre). Restos de varios postes señalan límites de un pequeño palafito (construcción sobre pilotes en un lago o pantano). Estos hallazgos comprueban que los pobladores de la Cuenca han usado intensivamente el lago, por lo menos desde hace mil años, para proveerse de recursos y que realizaban diferentes actividades en distintas partes del lago probablemente debido a las variadas condiciones ambientales [DOSSIER, 2004].

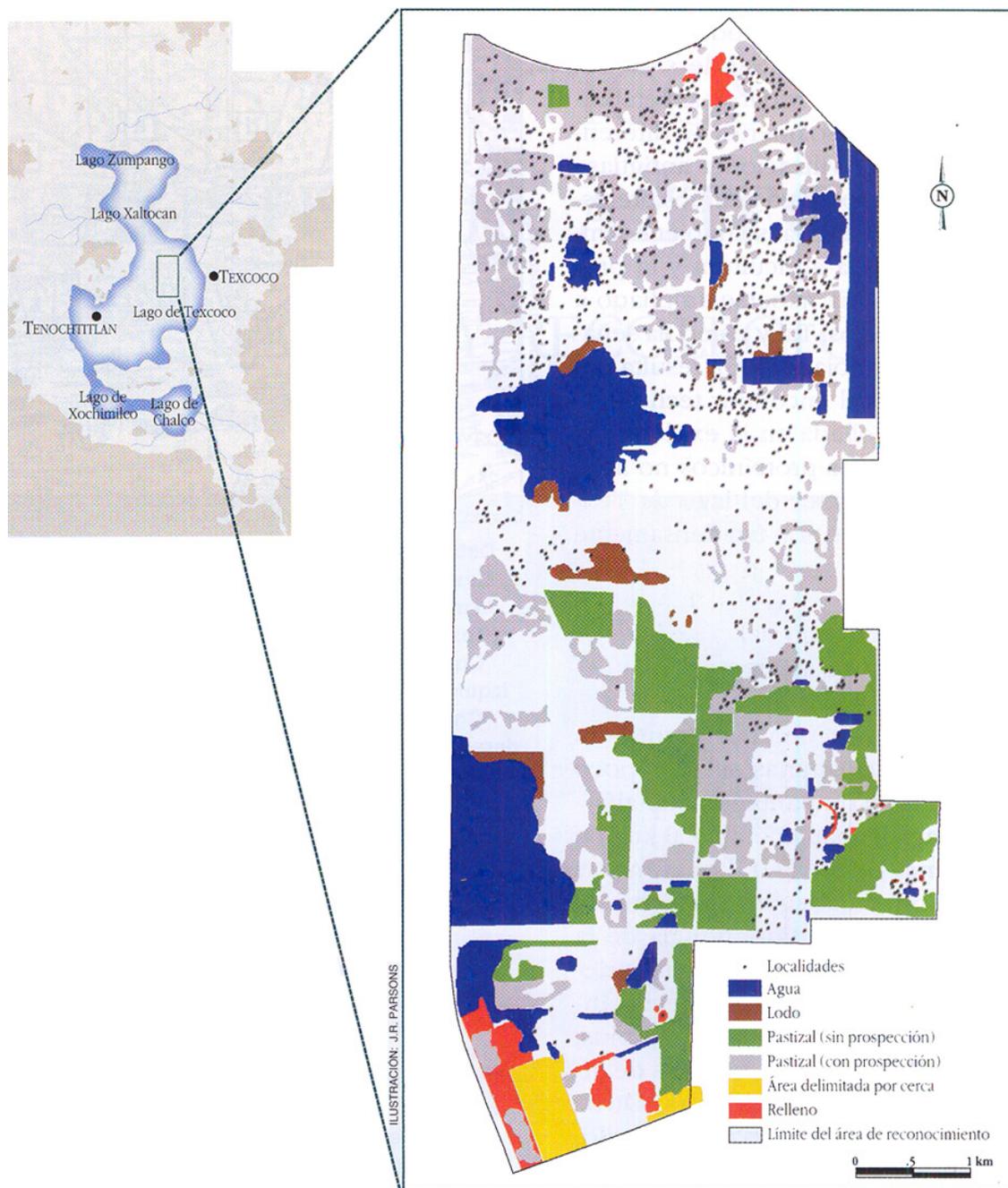


Figura 5.12: Distribución de los lugares con restos arqueológicos hallados por el grupo encabezado por Morett y Parsons en 2003. (Imágen: Tomada de DOSSIER, 2004 pág. 40.)

5.5. DE LA COLONIA A LA ACTUALIDAD.

Tras la caída de Tenochtitlan en 1521, los españoles destruyen y entierran los símbolos religiosos prehispánicos; continuaron utilizando y ampliando la longitud y el ancho de las calzadas, acueductos y algunos diques hechos por los nativos [Padilla y Sánchez, 1989]. Con la conquista se presenta el mayor cataclismo demográfico de la cuenca, la población nativa disminuye exageradamente mientras que la peninsular aumenta. También aumenta la construcción y la demanda de piedra y madera, se adopta la ganadería, se comienzan a usar herramientas de hierro y se adopta una nueva arquitectura [DOSSIER, 2007].

Antes del s. XVIII Texcoco fue uno de los centros textiles más afamados en la producción de tejidos de algodón y lana; para 1740 sólo Chiconcuac y San Salvador Atenco trabajaban tejidos de lana. Las haciendas establecidas en Texcoco se orientaron al abastecimiento del mercado en la capital, combinaron la producción de cereales con la cría de ganado y la producción de pulque. Las actividades importantes fueron la pesca, la caza, la cría de animales y la colecta de sal [Jarquín y Herrejón Peredo, 2002]. Una de estas haciendas fue la de Chapingo, fundada por Antonio de Medina y Picazzo a finales del s. XVII, el casco de la hacienda se puede ver en la figura 5.13a. Él mismo la vende a la Compañía de Jesús, quienes construyen los edificios principales y la capilla Riveriana. En los siguientes ochenta años Chapingo se expande de 2,683 a 9,789 hectáreas y llega a ser tan próspera que es reconocida como una de las haciendas cerealeras más productivas del s. XVIII. A partir de 1777 la hacienda es puesta en manos de particulares, debido a la expropiación de la hacienda por la Colonia y a la expulsión de los jesuitas de todo el territorio español. Como muchas otras haciendas de la época, Chapingo contaba con caballerizas, cochera, pajar, corral, gallinero, troje, bodega de aperos, cocina, despensa, cuarto para carbón; y sembraba trigo, maíz y magueyes [Rosas, 2006].



(a)



(b)

Figura 5.13: Imágenes de la UACH: a) antiguo casco de la hacienda de Chapingo, hoy en día es el edificio de Rectoría, b) parte de la decoración de la Capilla Riveriana. (Imágenes: Rosado, A.)

A mediados del s. XIX en Texcoco se producía salitre, se hacían sombreros y funcionaban una fábrica de mantas, vidrio, papel, fundición de hierro, cal, dos de tejidos de lana y 13 de aguardiente. Desde ese entonces se hablaba de una contaminación atmosférica en la zona producida por la cantidad de hidrógeno sulfurado que se desprende de la superficie de los lagos [Jarquín y Herrejón Peredo, 2002].

Al terminar el primer periodo presidencial de Porfirio Díaz, Manuel González toma el poder del país en 1880. A pocos meses de dejar la presidencia de la República en 1884, compra las casi 13,000 ha de la hacienda de Chapingo, la cual llegó a conocer durante una de sus campañas militares. Siendo todavía presidente mejora y moderniza Chapingo, la cual continúa sembrando maíz y trigo, produce cebada y alfalfa para los propios animales y comercializa leche y pulque con la Ciudad de México [Rosas, 2006].

Bajo la presidencia de Álvaro Obregón, la Escuela Nacional de Agricultura (ENA) se traslada a Chapingo en 1923, la capilla fue transformada en salón de actos y entre 1924 y 1927 fue decorada por Diego Rivera, de ahí que se le conozca como capilla Riveriana (figura 5.13b). En la década de los 70's la ENA se transforma a Universidad Autónoma Chapingo, la cual hasta la fecha ocupa los terrenos de la ex-hacienda Chapingo [Jarquín y Herrejón Peredo, 2002].

5.6. DESARROLLO URBANO E IMPACTO AMBIENTAL A PARTIR DEL S. XVI.

Los cambios climáticos y las acciones del hombre modifican las condiciones climáticas y el medio ambiente en el que habita. Basta ver la comparativa mostrada en la figura 5.14 para darse cuenta del cambio ecológico generado por el ser humano en la Cuenca de México. La invención de la chinampa, la construcción de diques y la desecación de los lagos modificó el sistema lacustre, afectando las tasas de sedimentación y evaporación de los cuerpos de agua. Otros efectos causados por el hombre en los alrededores del sistema lacustre que modificaron las condiciones climáticas regionales son el exceso de deforestación [Alcocer y Williams, 1996], la perturbación de la flora en las orillas de los lagos y la alteración de los bosques de pino y roble [Lozano-García y Ortega-Guerrero, 1998]. Los aztecas comenzaron a realizar obras hidráulicas para favorecer la agricultura, proteger a Tenochtitlan de inundaciones, controlar el nivel del lago de Texcoco y evitar que las aguas salinas llegaran a las zonas chinamperas [Alcocer y Williams, 1996]. Las obras hidráulicas incluyeron la desviación de los ríos San Juan y Cuautitlán en 1435, la construcción de diques para dividir el lago de Xaltocan en los lagos de Xaltocan y San Cristobal, y el lago de Xochimilco en los lagos Xochimilco y Chalco; el Albarradón de Nezahualcoyotl construido en 1449 para dividir el lago de Texcoco en el lago salino de Texcoco y el lago de agua dulce de México y la construcción en 1499 del Albarradón de Ahuizotl [Alcocer y Williams, 1996; DOSSIER, 2004].

Durante la Colonia la deforestación se agudizó, el sobre-pastoreo ocasionó mayor erosión y nueva vivienda fue construida en humedales al margen de los lagos. El crecimiento urbano fue desplazando a las zonas agrícolas y así la deforestación fue afectando zonas cada vez más cercanas a

las cadenas montañosas [Alcocer y Williams, 1996]. Aunque si bien es cierto que el comienzo de la desecación de los lagos se le puede atribuir a los aztecas con la construcción de diques y la invención de la chinampa alrededor del año 300 AD, fue hasta el siglo XVII y debido a las grandes inundaciones que se decidió desecar el sistema lacustre por completo [Alcocer y Williams, 1996]. Para lograrlo se han destinado una gran cantidad de recursos para la construcción de un sin número de obras hidráulicas cuyo fin es extraer el agua pluvial de la Cuenca de México, un costo muy elevado que se está pagando, que se ha imitado por otras ciudades y del cual no hemos aprendido a convivir en armonía con la naturaleza como lo hacían nuestros antepasados.

Si bien es cierto que a lo largo de la historia las acciones de los gobiernos y ciudadanos tienen una tendencia a desaparecer el lago de Texcoco o usarlo como un gran basurero de residuos sólidos y líquidos, también es cierto que se han realizado acciones para conservarlo y regenerarlo. Maximiliano de Hasburgo propuso conservar el lago como una atracción turística para los europeos, Porfirio Díaz expropia 2,200 km^2 al NE de la Ciudad de México, Francisco I. Madero decreta que la tierra ganada como consecuencia de la desecación del lago de Texcoco es propiedad de la federación y De la Huerta, Portes Gil y Ortíz Rubio promovieron la reforestación sin éxito. Finalmente entre 1934 y 1939 se fijaron las orillas del lago a sus límites actuales tras la construcción del Bordo Poniente al W y el Bordo Xochiaca al S [Alcocer y Williams, 1996].

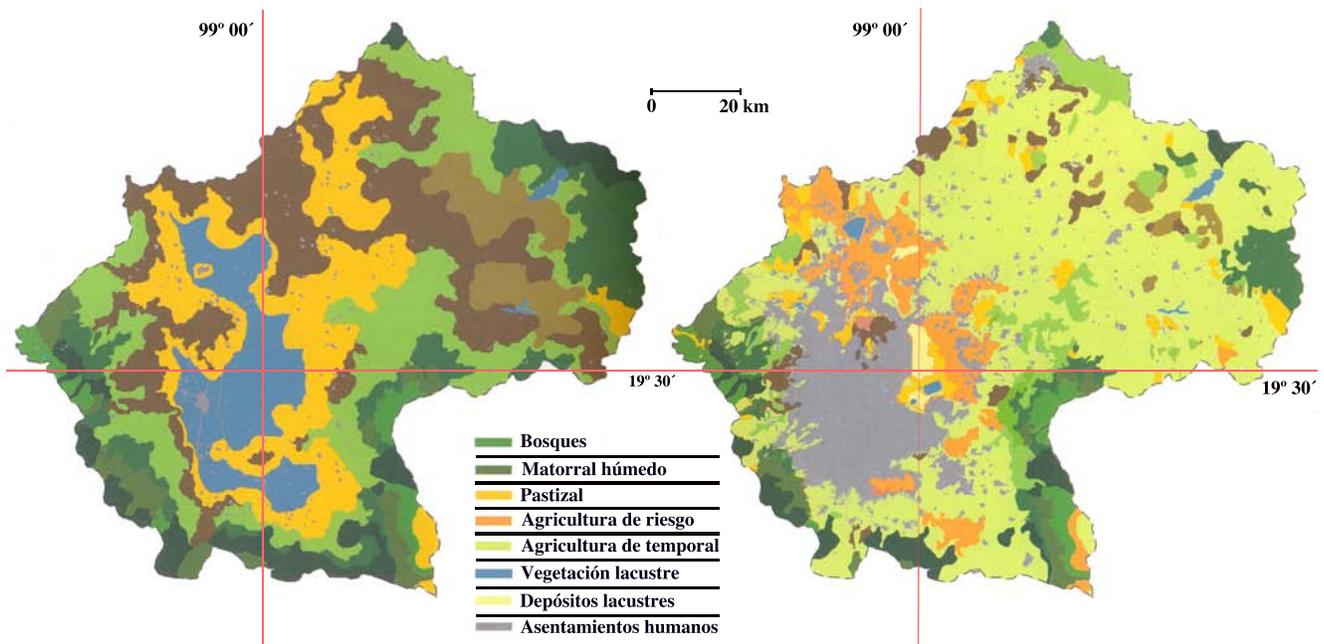


Figura 5.14: Comparativa del ecosistema de la Cuenca de México. La imagen de la izquierda muestra el ecosistema de la Cuenca en el año 1500, la imagen de la derecha muestra el ecosistema de la Cuenca en el año 2000. (Imágenes: Tomadas de González de León et al., 2010 págs 60 y 61, modificadas por Rosado, A.)

En la actualidad quedan como remanentes del complejo sistema lacustre las zonas chinamperas de Xochimilco, Tláhuac y Milpa Alta; los humedales de Tláhuac y Chalco, una serie de vasos reguladores, presas y lagos distribuidos en toda la Cuenca de México; los de mayores dimensiones son la laguna de Zumpango y el lago Nabor Carrillo [DOSSIER, 2007; González de León et al., 2010]. Los remanentes del lago de Texcoco cubren una extensión de 70 km^2 , de los cuales 15 km^2 están cubiertos por agua permanentemente y los restantes 55 km^2 son temporalmente cubiertos por agua. Los ríos San Juan Teotihuacan, Papalotla, Xalapango y Coxacoaco desembocan al NE del Lago de Texcoco; los ríos Chapingo, Texcoco, San Bernardino, Santa Mónica y Coatepec lo hacen al E; los ríos La Compañía y Churubusco lo hacen a SSE; y los ríos Los Remedios y Tlalnepantla desembocan al W. Los provenientes del NE y E son ríos temporales y los del S y W son ríos permanentes. El 60 % de los humedales y estanques de Texcoco se alimentan de aguas residuales, 30 % de aguas pluviales y 10 % de ríos. Aunque a grandes rasgos el lago de Texcoco es plano, se pueden llegar a formar dunas de hasta 2 metros de alto. Las sales están significativamente hidratadas y las aguas subterráneas son muy salinas y cercanas a la superficie [Alcocer y Williams, 1996].

La mano del hombre ha hecho que el clima de la Cuenca se vuelva más cálido y seco, que haya escasez de agua, salinización del suelo, tolveneras y la extinción de gran parte de la flora y fauna que en ella habitaban. En la época prehispánica el lago de Texcoco se encontraba en la parte más baja de la Cuenca, para 1803 Alexander von Humbolt notó que se encontraba a tan sólo 1.17 metros por debajo de la Ciudad de México. Hoy en día el fondo del lago se encuentra por lo menos 3.5 metros por encima de la parte más baja de la Ciudad de México [Alcocer y Williams, 1996]. El incremento de la temperatura promedio anual medida en un punto fijo (observatorio de Tacubaya) a lo largo del s. XX aumentó de $14.5 \text{ }^\circ\text{C}$ a finales del s. XIX a unos $16 \text{ }^\circ\text{C}$ en años recientes [González de León et al., 2010].

En la actualidad el clima de la Cuenca está entre templado y semiárido [Alcocer y Williams, 1996]. La temperatura promedio de la ZMVM es de $14.9 \text{ }^\circ\text{C}$ y la precipitación promedio anual de 71.2 mm . En particular, la estación meteorológica Chapingo ubicada en uno de los terrenos de la UACh y a poco más de un kilómetro de distancia de nuestro sitio de estudio, registra entre 1952 y 2010 una temperatura promedio anual de $16.4 \text{ }^\circ\text{C}$ y una precipitación promedio anual de 51.5 mm [INEGI, 2011].

6

ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS.

6.1. MÉTODO MAGNÉTICO.

6.1.1. TRABAJO DE CAMPO.

El levantamiento geomagnético se realizó solamente en el terreno SM-15-I (ver figura 6.5) con un magnetómetro tipo Overhauser marca GEM-Systems modelo GSM-19 como base ubicado en las coordenadas $19^{\circ}29'38.86''$ N y $98^{\circ}52'58.16''$ W (punto negro mostrado en la figura 6.5). Se tomaron medidas del campo geomagnético total cada 30 segundos, la hora de las medidas que registra el aparato está expresada en hora GMT (Greenwich Mean Time).

Una vez que la estación base se estabilizó se hizo el levantamiento geomagnético con un magnetómetro de precesión protónica marca GEM-Systems modelo GSM-19T con GPS integrado (para georeferenciar los puntos) y se midió el campo magnético total. El levantamiento se realizó siguiendo los surcos del terreno comenzando por la esquina SW. El recorrido se realizó de W a E. Al llegar al extremo E del terreno se avanzaron aproximadamente 8 m al N y se hizo el recorrido de E a W. Al llegar al extremo W del terreno se avanzaron aproximadamente 8 m al N y se repitió el procedimiento. Se tomaron medidas del campo geomagnético total cada segundo; la hora de las medidas que registra el aparato está expresada en hora GMT (Greenwich Mean Time).

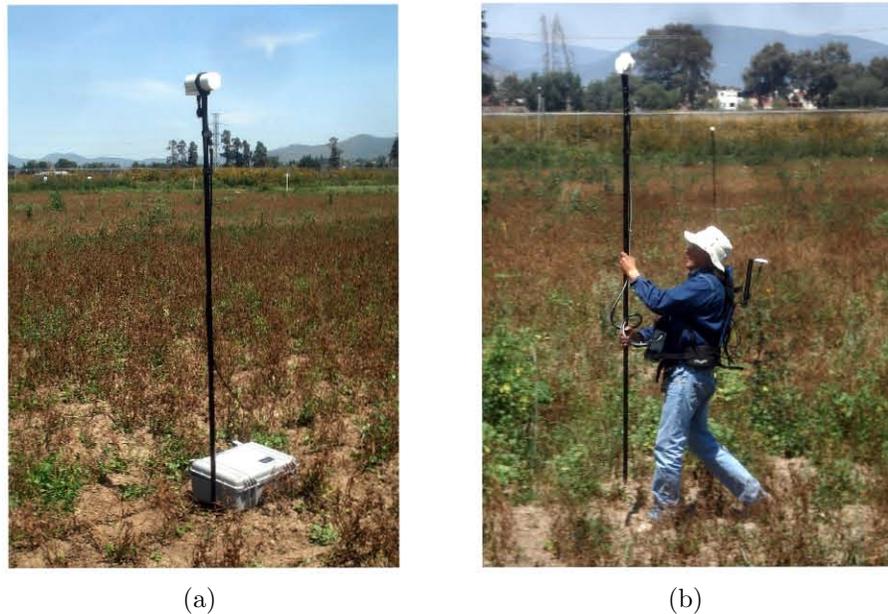


Figura 6.1: Levantamiento geomagnético del terreno SM-15-1 de la UACH: a) estación base utilizada y b) recorrido de toma de datos geomagnéticos. (Imágenes: Rosado, A.)

6.1.2. PROCESAMIENTO DE DATOS.

Antes de proceder a realizar un levantamiento magnético se tiene que revisar la actividad geomagnética registrada en los observatorios magnéticos. La actividad del campo para el día 26 de septiembre de 2011, día en que se realizó el levantamiento magnético, se muestra en la figura 6.2. Hay que mencionar que el observatorio magnético de Teoloyucan, Estado de México, México no estaba en operación en esos días. A pesar del cambio que se observa en la gráfica, el campo observado varió en menos de 100 nT , por lo que no se considera que fuera una tormenta solar sino una perturbación leve en la interacción Sol-Tierra. Los datos procedentes de la estación base se grafican para ajustarlos y poder realizar la corrección por variación diurna. Tomando la hora en que se realiza cada medición del levantamiento, se calcula el valor del campo con la ecuación de la curva que describe el comportamiento registrado en la estación base. El valor que se obtiene se resta directamente del valor de campo geomagnético medido en campo, esto es la corrección por variación diurna. Posteriormente se decidió eliminar una franja del levantamiento correspondiente al extremo W del terreno con el fin de reducir el efecto causado por la malla que delimita al terreno y el puente peatonal.

Con estas consideraciones se creó un archivo de cinco columnas (longitud, latitud, elevación, valor del campo de la anomalía magnética y hora UTC (tiempo universal coordinado en la que se realizó la medida) y se procesó con Surfer 11 para generar un mallado o grid de la anomalía utilizando el método de interpolación de Kriging. El archivo obtenido se procesó con Encom Discover PA para obtener los mapas de anomalía y los mapas filtrados; estos últimos nos ayudarán a decidir o corroborar que las áreas de interés hayan sido seleccionadas correctamente.

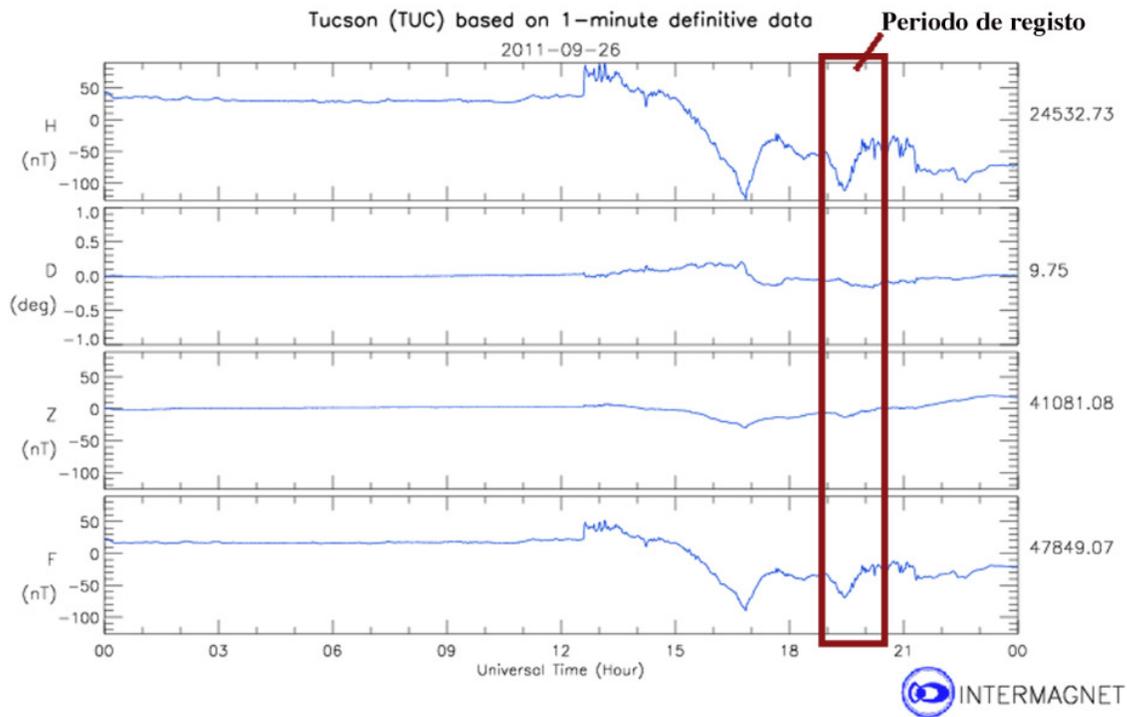


Figura 6.2: Actividad geomagnética registrada en el observatorio magnético de Tucson, Arizona, USA para el 26 de septiembre de 2011. El recuadro rojo muestra el periodo en el cual se realizó el levantamiento. (Imagen tomada del sitio web de Intermagnet (<http://www.intermagnet.org/>), modificada por Rosado, A.)

Surfer es un programa para graficar basado en métodos matemáticos de interpolación. Este software interpola datos espacialmente irregulares a un malla espacialmente regular con el cual se generarán diferentes tipos de mapas [Surfer, 2002]. Por su parte, el programa Encom Discover PA es un software para interpretar y analizar la información que se obtiene de un perfil o un mapa magnético [Encom, 2013].

Para obtener los perfiles magnéticos, el malla del mapa de anomalía generado con Encom Discover PA es procesado en Global Mapper 10. Este último programa permite generar los perfiles bidimensionales y exportar la información de los mismos en un archivo de tres columnas (distancia, elevación, valor de la anomalía magnética). Dado que el terreno es plano, el valor de la elevación es considerado constante, 2246 msnm, para todos los perfiles. Finalmente, el archivo generado por Global Mapper 10 es procesado con GM-SYS para generar un modelo de capas para cada perfil. La secuencia de trabajo para el procesamiento de los datos magnéticos se muestra en la figura 6.3 más adelante.

La inversión que genera GM-SYS está basada en el trabajo de Manik Talwani. El programa calcula la respuesta magnética de un modelo geológico. Con GM-SYS se pueden crear y manipular modelos para ajustarlos a los datos magnéticos que se tengan [GM-SYS, 2004; Talwani, 1965].

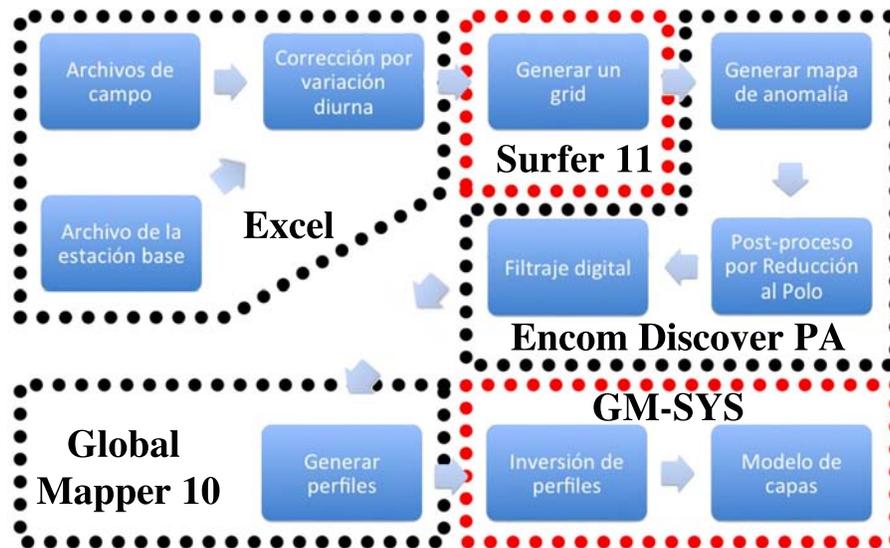


Figura 6.3: Esquema de la secuencia de trabajo para el procesado de los datos magnéticos. Con líneas punteadas se secciona la secuencia de trabajo según el software con el que se trabajó, mismo que es mostrado con letras negras. (Imagen: Rosado, A.)

6.2. MÉTODO SÍSMICO.

6.2.1. TRABAJO DE CAMPO.

Los datos para realizar la tomografía de refracción sísmica se obtuvieron utilizando un arreglo como el mostrado en las figuras 6.4 y 6.7. Se usó un equipo de 24 geófonos verticales de 14 Hz, marca OYO Geospace, un sismógrafo de 48 canales marca Geometrics modelo StrataVisor NZ11 y una placa de acero triangular de aproximadamente 570 cm^2 . Como fuentes sísmicas se utilizaron un marro de 8 kg y paquetes de dinamita de 15 g cada uno.

Lo primero es determinar la ubicación de los tendidos (ver figura 6.5) y la longitud de cada uno, dependiendo principalmente de la máxima profundidad que se quiere estudiar (ver figura 6.6 y tabla 6.1). En nuestro caso se hicieron perfiles de 24 y 48 geófonos colocados a intervalos de 2 m cada uno con un mínimo de 5 fuentes a distancias variables cubriendo la longitud total de cada perfil (ver figura 6.6 y tabla 6.1).

Cuando la fuente utilizada es un marro, se golpea sobre una placa de acero acoplada al terreno. Antes de registrar los datos se hacen pruebas previas. Se impacta la placa de acero 3 o 5 veces para apilar las señales (stack); esto se hace en cada posición de la fuente. Cuando la fuente utilizada fue dinamita, la carga se enterró en hoyos de aproximadamente 30 a 50 cm de profundidad y se colocó la placa de acero encima del hoyo. Para detonar la dinamita se utilizó un interruptor de corriente de una batería al paquete de dinamita. En este caso el apilamiento no se consideró necesario.

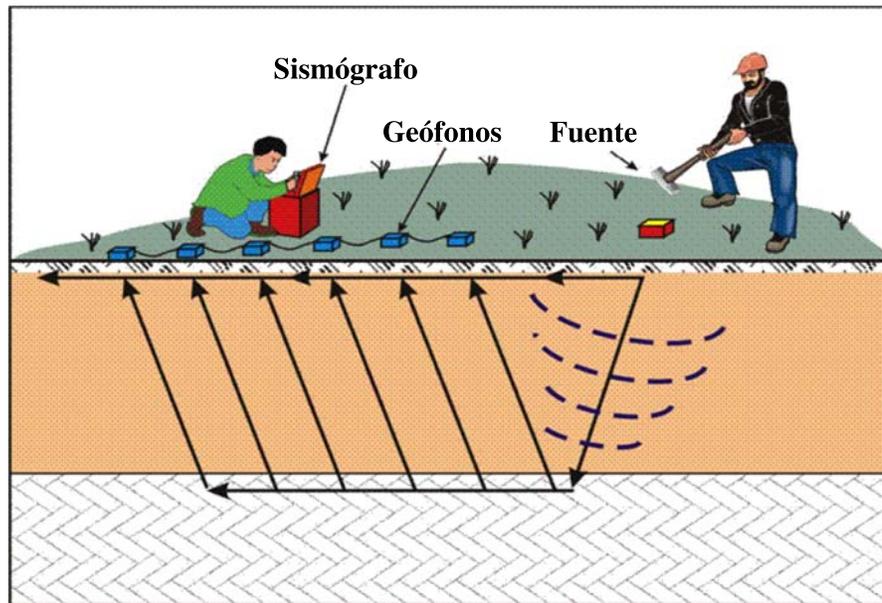


Figura 6.4: Croquis del procedimiento usado para la adquisición de los datos sísmicos. (Imagen tomada de Obermann, 2012, modificada por Rosado, A.)

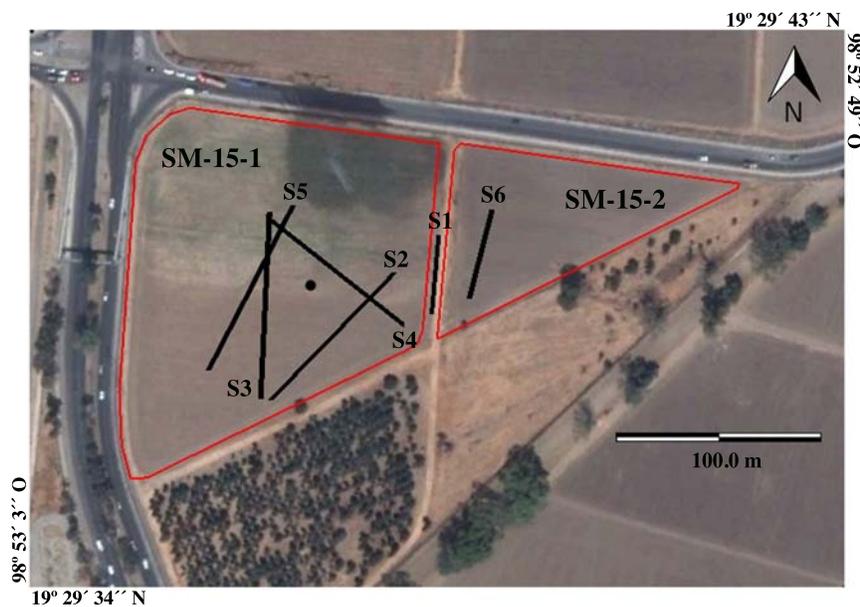


Figura 6.5: Imagen satelital de Google Earth mostrando la ubicación de los perfiles sísmicos en los terrenos SM-15-1 y SM-15-2 de la UCh. El punto en medio del terreno SM-15-1 muestra la ubicación de la estación base magnética. (Imagen: Rosado, A.)

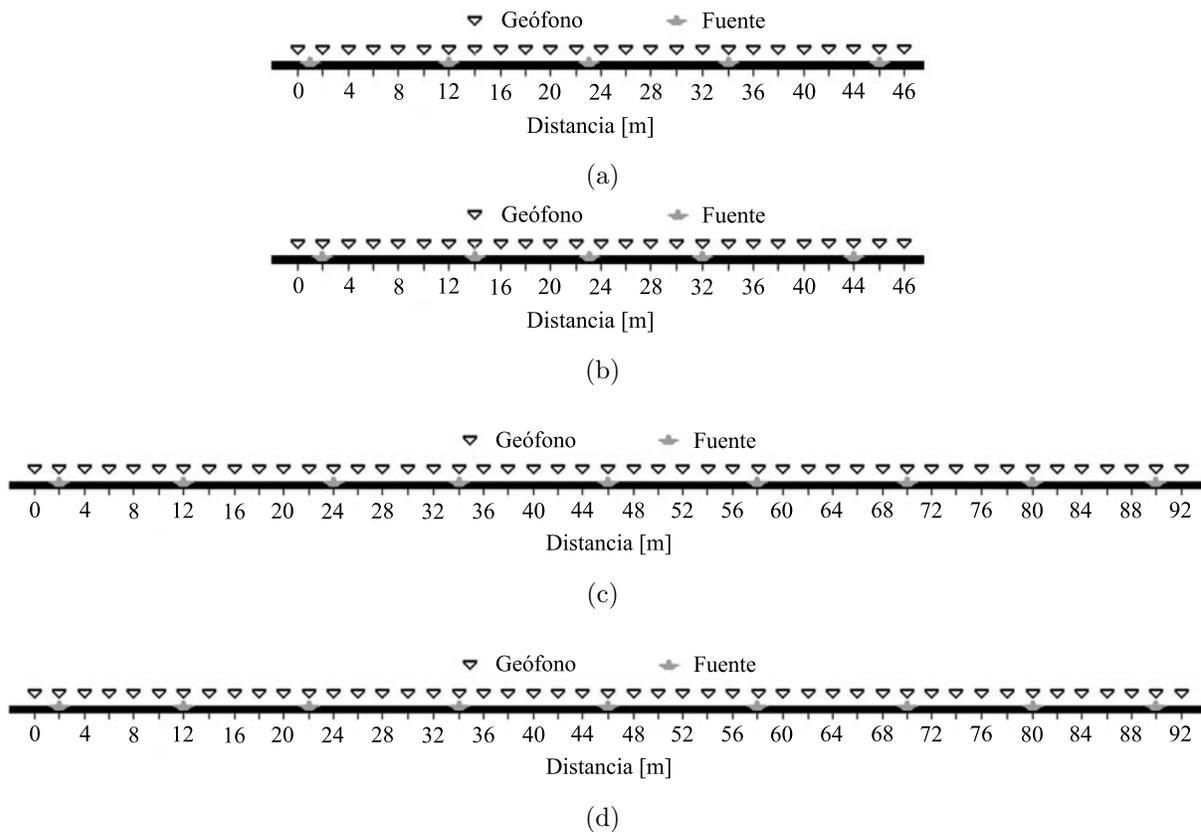


Figura 6.6: Diseño de los perfiles sísmicos utilizados: a) Perfiles S1A y S1B, b) Perfiles S2, S3 y S4, c) Perfil S5 y d) Perfil S6. (Imágenes: Rosado, A.)

El apilamiento o “stacking” se define como el uso de una misma fuente en un mismo punto pero en tiempos distintos. Al apilar las señales se mejora la calidad de la señal pues se disminuye la influencia del ruido sísmico, mejorando la relación señal-ruido, S/N , la cual es la relación entre la energía de la señal y la energía del ruido. Otra forma de disminuir el ruido y tener una mejor relación es utilizando múltiples detectores y múltiples puntos de disparo (shot points) [Telford et al., 1978].

Cabe mencionar que antes de iniciar o al terminar de realizar el registro de un perfil se tomó su orientación geográfica con ayuda de un GPS marca Magellan modelo ProMark 3.

Perfil	Orientación	Longitud	Fuente	# geófonos	Stack
S1A	S - N	46 m	Marro	24	5
S1B	S - N	46 m	Dinamita	24	1
S2	SW - NE	92 m	Dinamita	48	1
S3	S - N	92 m	Marro	48	3
S4	SE - NW	92 m	Marro	48	3
S5	SW - NE	92 m	Marro	48	3
S6	S - N	46 m	Marro	24	3

Tabla 6.1: Características de los perfiles sísmicos utilizados. mismos que se muestran en la figura 6.6.



(a)



(b)

Figura 6.7: Levantamiento sísmico de los terrenos SM-15-1 y SM-15-2 de la UACH: a) elementos necesarios para realizar un perfil sísmico y b) tendido de un perfil sísmico. (Imágenes: Rosado, A.)

6.2.2. PROCESAMIENTO DE DATOS.

Para procesar los datos se utilizó la paquetería SeisImager/2DTM de Geometrics, Inc. Esta paquetería tiene varios programas; los que se usaron son Pickwin y Plotrefa. La secuencia de trabajo para el procesado de los datos sísmicos se muestra en la figura

El programa Pickwin o *Pick First Breaks o Dispersion Curves* tiene como objetivo identificar los primeros arribos (ondas P) en los sismogramas y guardarlos en un archivo que será analizado con

el programa Plotrefa. En los sismogramas el eje horizontal corresponde al tiempo y el eje vertical a la distancia, por lo tanto la pendiente de la curva que une los primeros arribos es la velocidad de propagación de las ondas (ver figura 6.8). Una vez seleccionados todos los primeros arribos se guardan en un nuevo archivo que puede ser editado para corregir cualquier error [SeisImager, 2009].

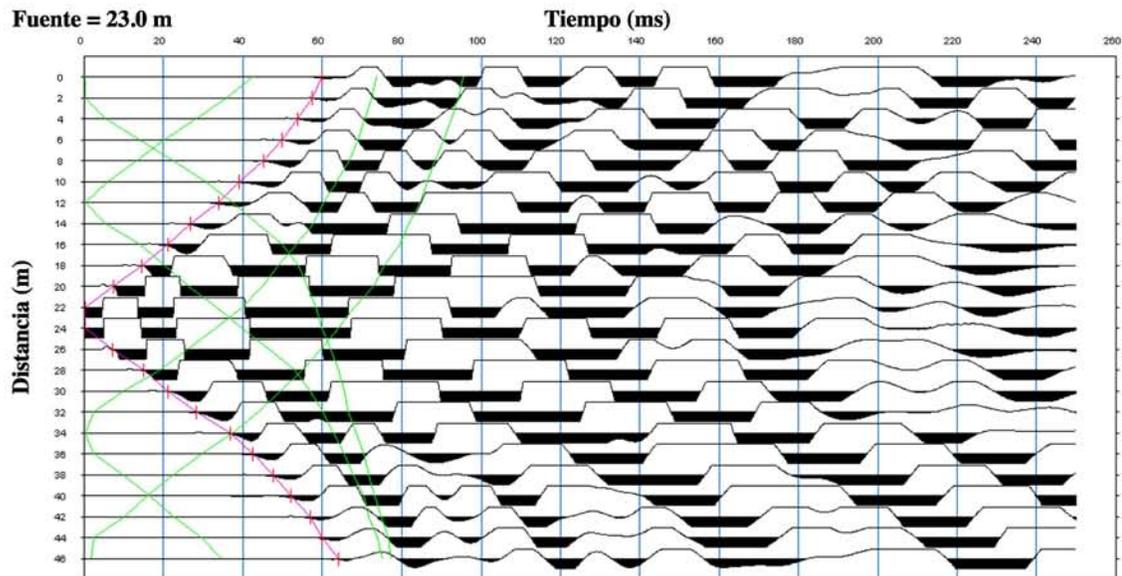


Figura 6.8: Ejemplo de un sismograma del perfil S1B mostrando con una línea morada la curva que une los primeros arribos cuando la fuente está en el metro 23, con líneas verdes se muestran las curvas cuando la fuente se encuentra en otros puntos del perfil. (Imagen: Rosado, A.)

La secuencia de trabajo para el procesado de los datos sísmicos se muestra en la figura 6.9 más adelante. El programa Plotrefa o *Refraction Analysis* es el encargado de la interpretación de los datos sísmicos. El archivo de entrada es el archivo de salida de Pickwin. El objetivo del programa es generar una sección transversal de velocidades utilizando una de las tres técnicas de interpretación: inversión de tiempo de viaje, tiempo recíproco o inversión de tomografía de refracción. Este software muestra las curvas que unen los primeros arribos de las ondas; en este caso el eje horizontal corresponde a la distancia y el vertical al tiempo. Las curvas mostradas fueron analizadas con un modelo de dos o tres capas; para ello hay que marcar las tendencias de cada curva (ver figura 6.10). Una vez asignadas las tendencias se realiza una inversión de tiempo de viaje, el cual mostrará un error cuadrático medio o RMS. Los RMS mostrados tras utilizar cualquiera de las tres técnicas indicará la calidad de la inversión, generalmente un $RMS \leq 1.5$ es aceptable. Posteriormente se puede realizar el trazado de los rayos y calcular las curvas de distancia-tiempo para el modelo generado. Finalmente con el modelo generado por la inversión de tiempo de viaje se obtiene el modelo inicial para la técnica de inversión tomográfica, el cual suaviza las variaciones de la velocidad y genera un modelo de capas por perfil, al hacerlo se genera otro RMS [SeisImager, 2009].

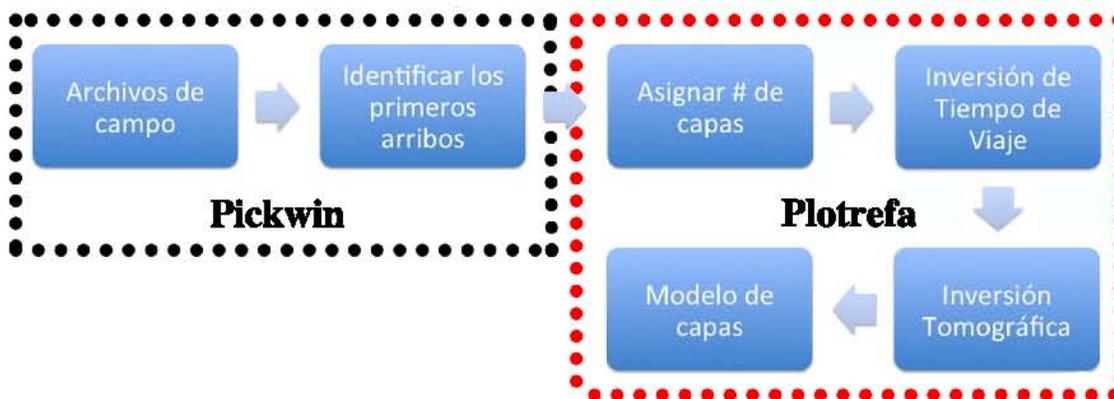


Figura 6.9: Esquema de la secuencia de trabajo para el procesamiento de los datos sísmicos. Con líneas punteadas se secciona la secuencia de trabajo según el software con el que se trabajó, mismo que es mostrado con letras negras. (Imagen: Rosado, A.)

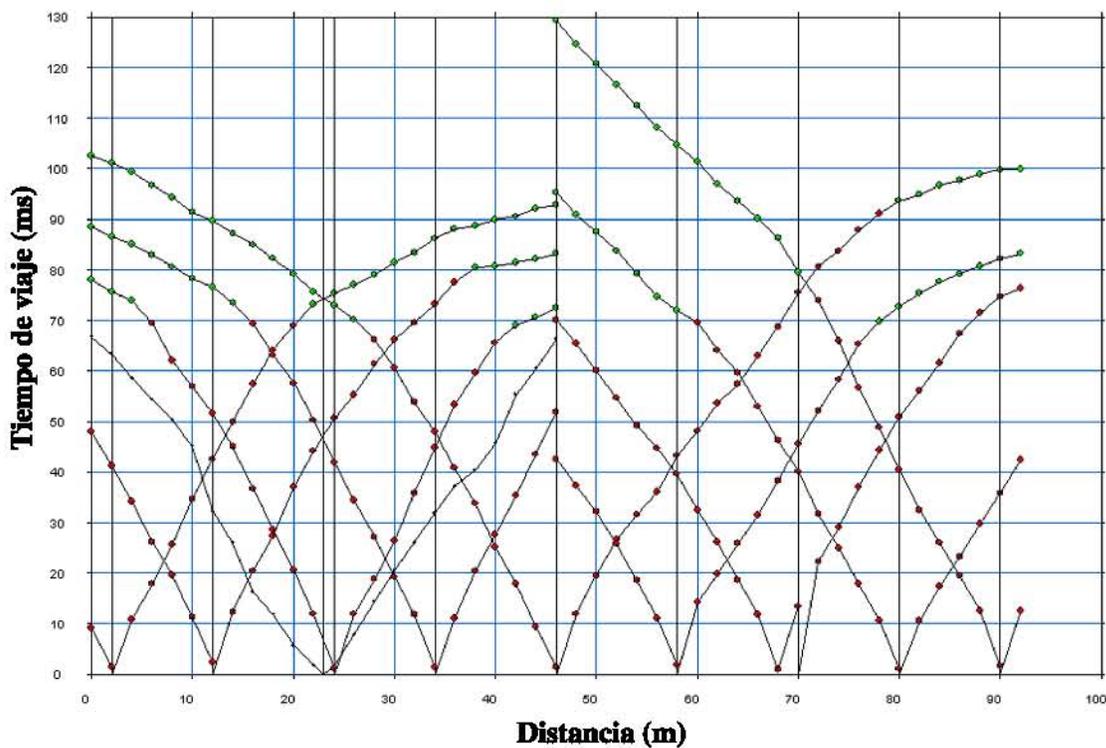


Figura 6.10: Ejemplo de una gráfica de distancia-tiempo correspondiente al perfil S3 modelado con dos capas, la velocidad de la capa superior se muestra con los puntos rojos y la de la capa inferior con puntos verdes. (Imagen: Rosado, A.)

6.3. ESPECIFICACIONES DEL EQUIPO UTILIZADO.

6.3.1. MAGNETÓMETRO GSM-19.

El magnetómetro GSM-19 de GEM-Systems es un magnetómetro tipo Overhauser que mide el campo magnético total. Este tipo de magnetómetros tienen mayor sensibilidad que los magnetómetros de precesión protónica (1 orden de magnitud). El efecto Overhauser ocurre cuando un líquido con electrones desapareados (electrones cuyo espín no está compensado por el espín de otros electrones) se mezcla con átomos de hidrógeno y se expone a una segunda polarización generada por un campo magnético de radiofrecuencia. Cuando los electrones desapareados le transfieren (efecto Overhauser) a los átomos de hidrógeno su polarización se genera una señal de precesión que es ideal para mediciones muy sensibles de campo magnético total. El rango de operación de este magnetómetro es de 20,000 a 120,000 nT , tiene una sensibilidad de 0.022 nT a 1 Hz , una resolución de 0.01 nT y una precisión de $\pm 0.1 nT$. El GSM-19 opera entre $-40^{\circ} C$ y $50^{\circ} C$ y el tiempo entre una medida y otra puede ser de 0.2 s a más de 60 s [GSM19, 2012].

6.3.2. MAGNETÓMETRO GSM-19T.

El magnetómetro GSM-19T de GEM-Systems es un magnetómetro tipo Precesión Protónica. Este tipo de magnetómetros utiliza la precesión del espín protónico, o del núcleo del átomo de hidrógeno en caso de ser un hidrocarburo o agua, para medir la intensidad del campo geomagnético. Este magnetómetro puede medir las componentes vertical u horizontal del campo geomagnético o el campo geomagnético total. El rango de operación de este magnetómetro es de 20,000 a 120,000 nT , tiene una sensibilidad de 0.15 nT con lecturas cada segundo o de 0.05 nT con lecturas cada cuatro segundos, una resolución de 0.01 nT y una precisión de $\pm 0.2 nT$ a 1 Hz . El GSM-19 opera entre $-40^{\circ} C$ y $50^{\circ} C$ y el tiempo entre una medida y otra puede ser de 0.5 s a más de 60 s [GSM19T, 2009].

6.3.3. STRATAVISOR NZ11.

El StrataVisor NZ11 es un sismógrafo de 48 canales cuyo ancho de banda es de 1.75 Hz a 20 kHz . El intervalo de muestreo va de 0.01 ms a 16 ms , el intervalo de muestreo utilizado en el estudio realizado para la presente tesis es de 0.125 ms . El almacenamiento de datos puede ser en el disco duro, en la unidad CD-RW, en un USB externo o en dispositivos de red. Este sismógrafo opera de $-5^{\circ} C$ a $40^{\circ} C$ y bajo lluvia ligera [StrataVisor, 2012].

6.3.4. GEÓFONOS.

Los geófonos están equipados con amplificadores pues se requiere registrar los movimientos del suelo en el orden de 10^{-8} *cm*. Estos instrumentos pueden ser electromagnéticos, de reluctancia variable, de capacidad, piezoeléctrico o tipo de presión. En particular, los geófonos electromagnéticos se constituyen de una bobina y de un imán, alguno de los dos se fija a la superficie terrestre y se moverá en respuesta a los movimientos sísmicos. El otro elemento cuelga sujetado por un resorte. Cualquier movimiento relativo entre la bobina y el imán produce una fuerza electromotriz cuyo voltaje es proporcional a la velocidad del movimiento. La sensibilidad del geófono va a depender de la fuerza del imán, la cantidad de espiras de la bobina y la configuración del sistema. Por lo general, el imán es el elemento que se fija a la superficie y la bobina es el elemento sujeto al resorte. Los geófonos se caracterizan por un periodo de oscilación natural que va a depender de la masa del elemento que esté sujeto al resorte y de la constante elástica del resorte. Si a este sistema se le introduce un amortiguamiento propio (una fricción interna), la respuesta del geófono se puede aproximar a todas las frecuencias mayores que la frecuencia de resonancia del geófono. Los geófonos utilizados en el estudio mostrado en la presente tesis son de 14 *Hz*, esto quiere decir que su frecuencia natural es de 14 *Hz*. La frecuencia natural de los geófonos se elige teniendo en cuenta la frecuencia mínima de la señal que se quiera detectar [Griem-Klee, 2013].

7

RESULTADOS, INTEGRACIÓN E INTERPRETACIÓN.

7.1. MAPAS DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS.

Al analizar el registro de la estación base se observaron pequeñas alteraciones del campo geomagnético durante el lapso de cuatro horas que se mantuvo registrando (ver figura 7.1). El comportamiento más irregular, y por ende el lapso de tiempo donde más se altera el campo geomagnético, ocurrió entre las 19:39 y 21:19 horas. No obstante, en ese periodo el campo varía en menos de 40 nT .

El comportamiento de la variación del campo mostrado en la figura 7.1 se ajusta con un polinomio de grado nueve expresado matemáticamente como:

$$\begin{aligned} Z(h) = & -271108277775.336 + 117812081429.54h - 22741277158.9985h^2 \\ & + 2559275981.1248h^3 - 185052151.149515h^4 + 8915381.33131753h^5 \\ & - 286189.818080074h^6 + 5902.58563172806h^7 - 70.9751358567063h^8 \\ & + 0.379093466281757h^9 \end{aligned} \quad (7.1)$$

donde h es la hora expresada de forma decimal. El coeficiente de correlación de la ecuación 7.1 es de 0.7954. Con la ecuación 7.1 se realiza la corrección por variación diurna. Los valores estimados por dicha ecuación contienen el campo geomagnético interno de la Tierra y las variaciones temporales por agentes extraterrestres.

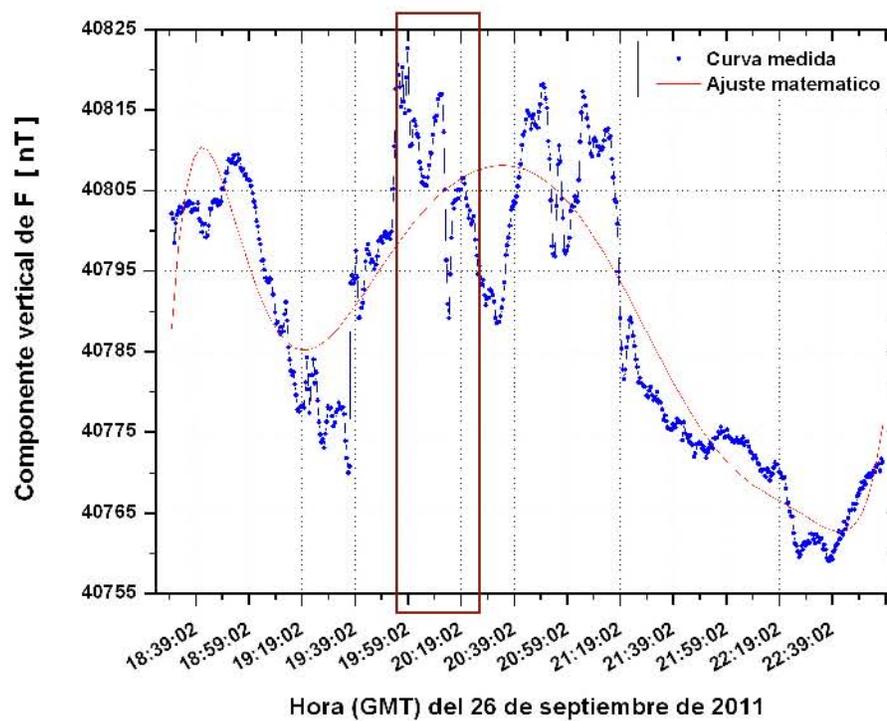


Figura 7.1: Variación del campo geomagnético registrado con la estación base. El recuadro rojo muestra el periodo en el cual se realizó el levantamiento magnético del terreno SM-15-1 de la UACH. (Imagen: Rosado, A.)

Cabe recordar que el levantamiento magnético se realizó sobre todo el terreno SM-15-1. No obstante, los mapas de anomalía magnética que se muestran más adelante no abarcan todo el terreno. Esto se debe a que se eliminaron los datos más próximos al extremo W del terreno con el fin de reducir el efecto causado por la malla ciclónica y por el puente peatonal, y al mismo tiempo resaltar otros aspectos del interior del terreno. El área del terreno que abarcan los mapas de anomalía magnética se muestra en la figura 7.2 con líneas negras inclinadas.

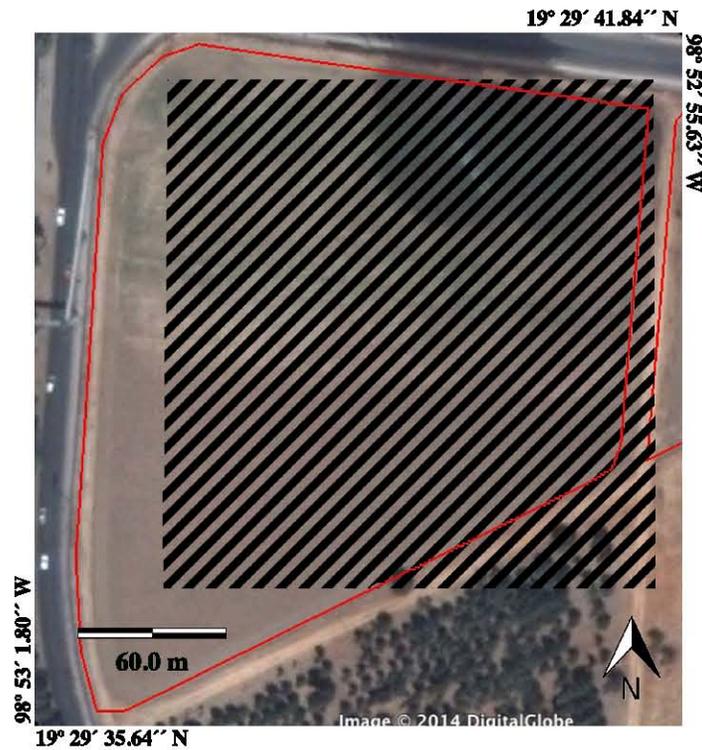
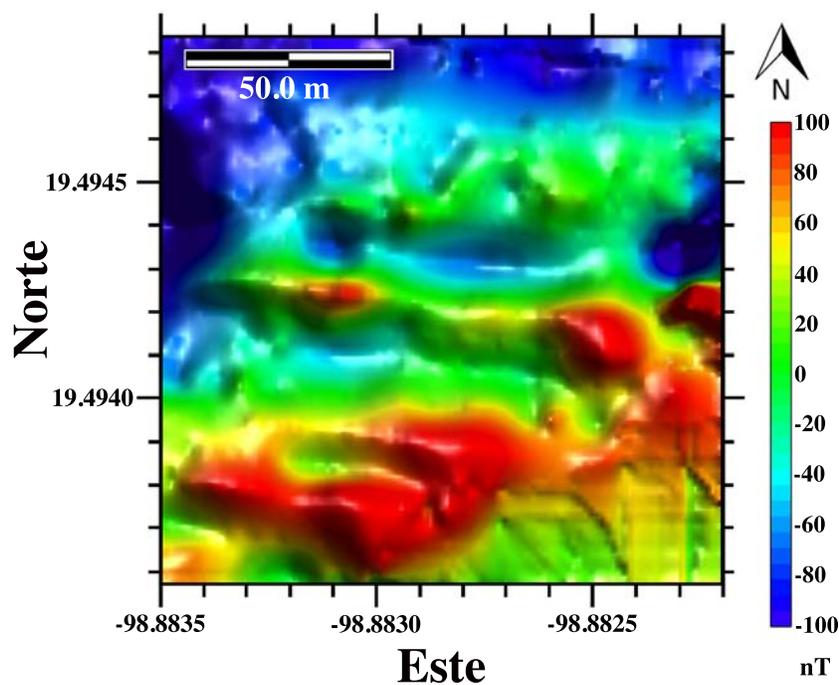


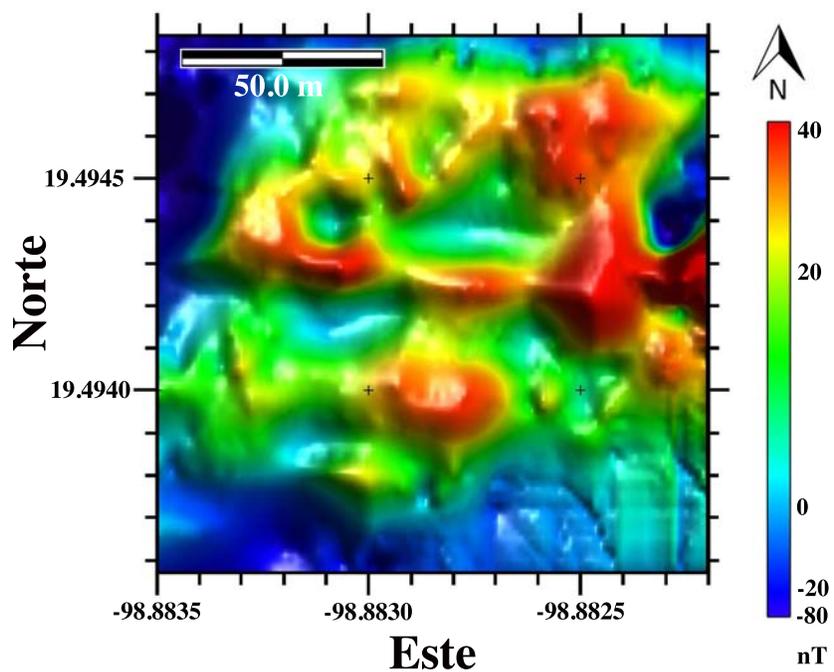
Figura 7.2: Área del levantamiento magnético (recuadro con líneas negras inclinadas) dentro del terreno SM-15-1. (Imagen: Rosado, A.)

El mapa de anomalía magnética para el terreno SM-15-1 se muestra en la figura 7.3a. Como primer paso se realizó la reducción al polo, el mapa obtenido se muestra en la figura 7.3b. La reducción al polo calcula la intensidad magnética suponiendo que el campo geomagnético tuviera una inclinación de 90° . El mapa de la figura 7.3b resalta algunos rasgos magnéticos mostrando las anomalías tal cual se verían si estuviésemos en algún polo magnético.

El mapa de anomalía magnética reducido al polo se filtra para resaltar algunas características y poder determinar las zonas de interés. El primer filtro aplicado es el filtro de convolución Sobel vertical (figura 7.4a) y el segundo es el filtro FFT Pasa Banda (figura 7.4b).

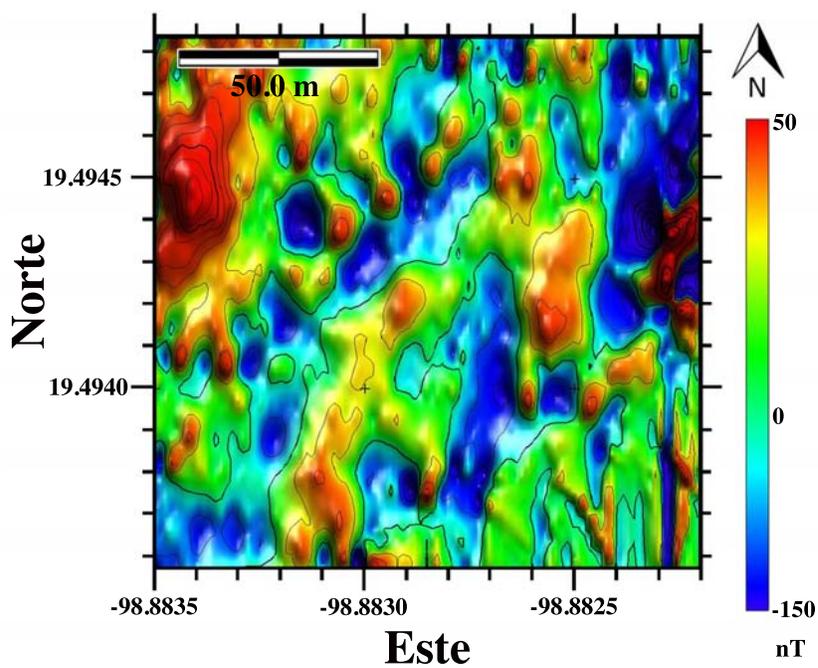


(a) Anomalías magnéticas



(b) Anomalías magnéticas con reducción al polo

Figura 7.3: Mapas magnéticos del terreno SM-15-1. La escala de colores indica la intensidad de la anomalía magnética. (Imagen: Rosado, A.)



(a) Filtro de convolución Sobel Vertical

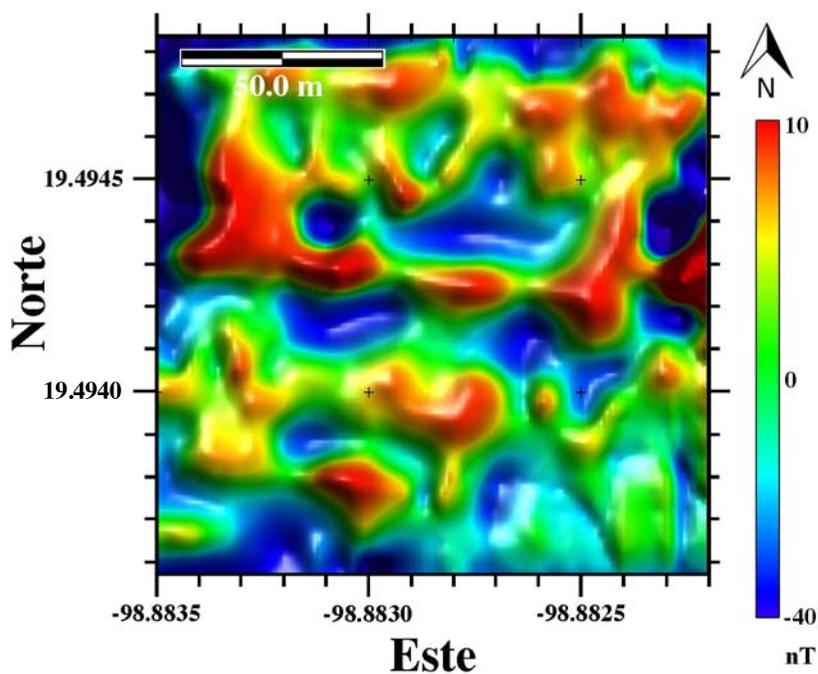
(b) Filtro FFT Pasa Banda ($1 \times 10^{-4} - 3 \times 10^{-4} m$)

Figura 7.4: Mapas magnéticos filtrados del terreno SM-15-1. La escala de colores indica la intensidad de la anomalía magnética. (Imagen: Rosado, A.)

7.2. PERFILES MAGNÉTICOS.

Con los dos mapas filtrados (figura 7.4) y el mapa de anomalía magnética reducido al polo (figura 7.3b) se determinaron cuatro áreas de interés nombradas A1, A2, A3 y A4. Dentro de cada una de estas áreas de interés se trazó un perfil (M6, M7, M8 y M9) para obtener un modelo de la distribución de la susceptibilidad magnética del subsuelo (figura 7.5).

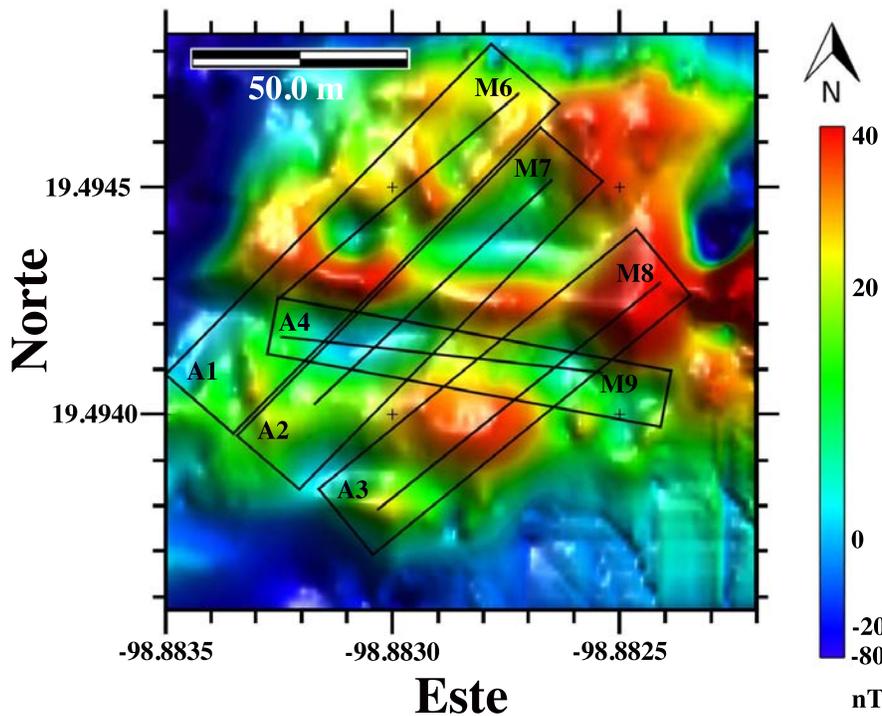


Figura 7.5: Áreas y perfiles magnéticos de interés del terreno SM-15-1. La escala de colores indica la intensidad de la anomalía magnética. (Imagen: Rosado, A.)

En conjunto con estos perfiles magnéticos M6, M7, M8 y M9 se trazaron los perfiles magnéticos M2, M3, M4 y M5 que coinciden con los perfiles sísmicos S2, S3, S4 y S5 respectivamente. Dado que el levantamiento magnético solamente se realizó sobre el terreno SM-15-1, no se pueden obtener perfiles magnéticos correspondientes a los perfiles sísmicos S1 y S6. Los perfiles magnéticos y sísmicos del terreno SM-15-1 se muestran en la figura 7.6.

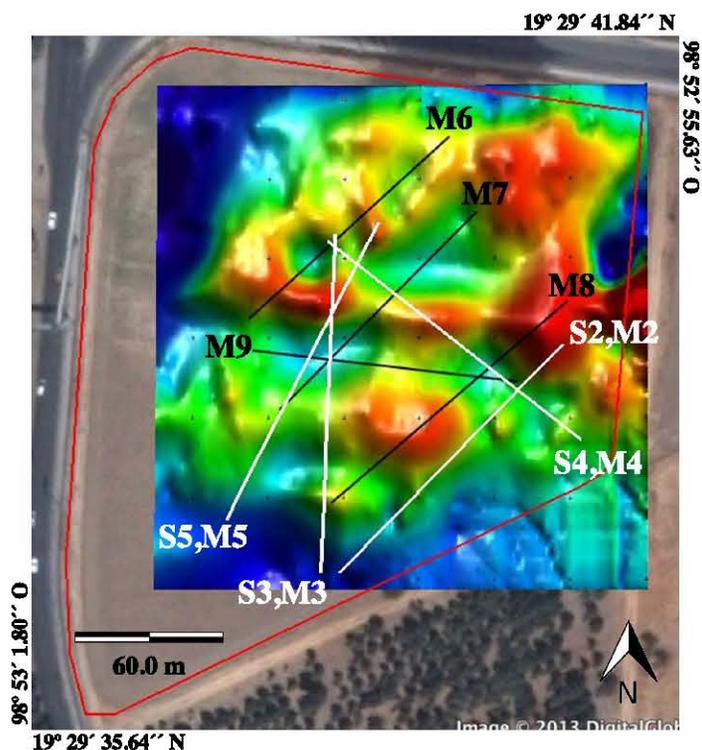


Figura 7.6: Perfiles sísmicos (S) y magnéticos (M) ubicados en el terreno SM-15-1. El mapa de anomalía magnética corresponde al mostrado en la figura 7.3b. (Imagen: Rosado, A.)

Observando la estratigrafía del Pozo Texcoco mostrada en la figura 5.7 de la página 61 se puede decir que los primeros 10 *m* de profundidad están compuestos por tres principales capas. La capa más superficial está compuesta por material de relleno, la siguiente es una capa de limo de color gris oscuro y la capa más profunda es de limo de color gris olivo. Es por esto que los modelos del subsuelo de los perfiles magnéticos se obtuvieron con modelos de tres capas (A, B y C), cada una con una susceptibilidad diferente. Por otro lado, el terreno está compuesto por una serie de sedimentos lacustres, por lo tanto las susceptibilidades magnéticas de las capas A, B y C deben de estar en el rango de susceptibilidades magnéticas para sedimentos (ver figura 10.2 del Anexo II página 117). La susceptibilidad de la capa más profunda, capa A, es de 5.667×10^{-3} ; el valor para la capa intermedia, capa B, es de 6.3×10^{-5} y el valor de la capa más superficial, capa C, es de 1.2×10^{-5} . Para generar los perfiles se considera que la inclinación, declinación y la intensidad de la componente H del campo geomagnético son 47.37° , 5.24° y $27,735.8 \text{ nT}$ respectivamente. Estos valores se calculan para las coordenadas de la estación base utilizando la Calculadora de Campo Magnético de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration - USA) disponible en la página web: <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/#igrfwmm>.

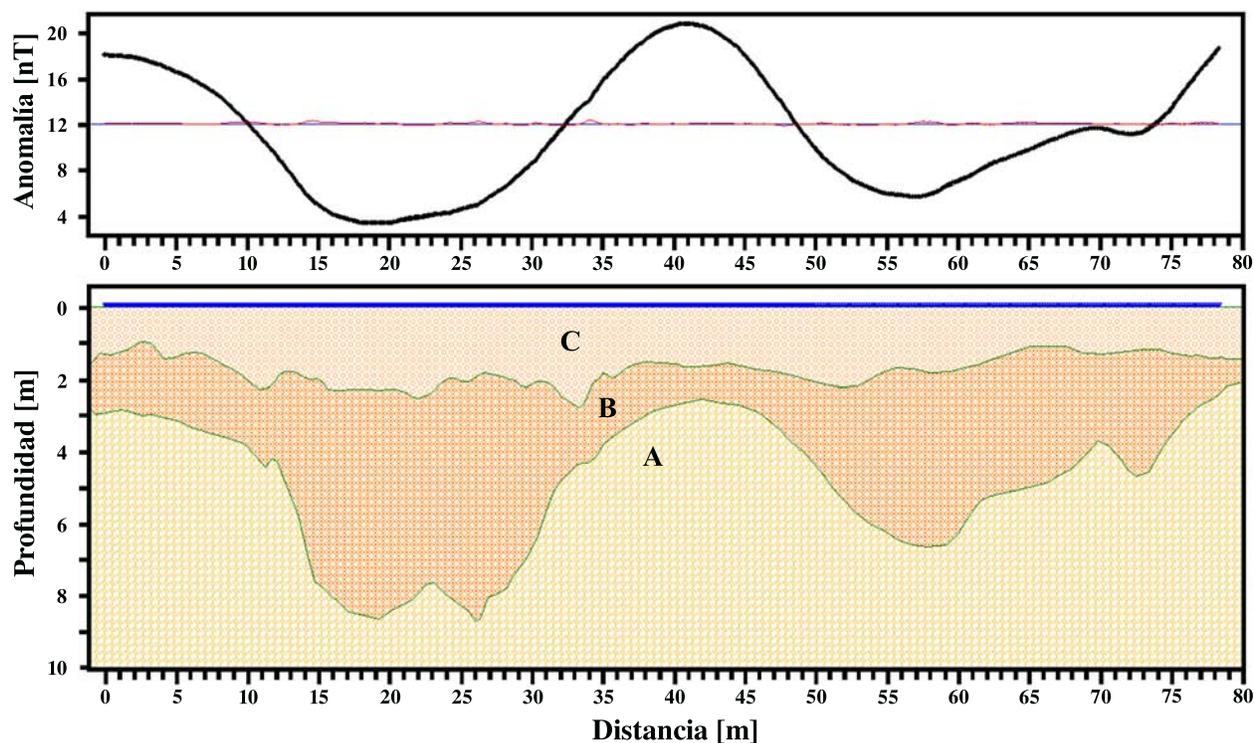


Figura 7.7: Ejemplo de los perfiles magnéticos obtenidos. En particular este perfil corresponde al perfil M7 con orientación SW - NE. Susceptibilidades magnéticas: $A= 5.667 \times 10^{-3}$, $B= 6.3 \times 10^{-5}$ y $C= 1.2 \times 10^{-5}$. La línea azul en medio de la parte superior de cada figura indica el error con valor cero, la curva roja sobre de ella muestra el error del modelo de capas generado. (Imagen: Rosado, A.)

Los modelos generados se ven como la figura 7.7. La parte superior de la figura muestra el comportamiento de la anomalía magnética a lo largo del perfil, la parte inferior de la figura muestra el modelo de capas cuya respuesta de susceptibilidad se ajusta al comportamiento mostrado en la parte superior (la anomalía magnética y el modelo de capas generados para cada perfil se pueden ver en el Anexo III). El error de los modelos indica la desviación estándar entre la respuesta de nuestro modelo y lo observado en campo. Los modelos de todos los perfiles magnéticos se muestran en imágenes más adelante. Las características de cada perfil y el error obtenido para el modelo geológico de cada perfil se muestran en la tabla 7.1.

Perfil	Orientación	Longitud [m]	RMS [nT]
M2	SW - NE	88.5	0.097
M3	S - N	93.6	0.096
M4	SE - NW	89.1	0.099
M5	SW - NE	93.3	0.120
M6	SW - NE	76.3	0.084
M7	SW - NE	78.4	0.082
M8	SW - NE	86.5	0.100
M9	W - E	74.6	0.054

Tabla 7.1: Características de los perfiles magnéticos y el error asociado al modelo de cada perfil.

Los modelos de los otros perfiles se muestran en la siguiente sección. Para todos los perfiles la forma de la interfase entre las capas A y B se ajustan a la forma de la anomalía magnética. En general, esta interfase no es regular, presenta una serie de crestas, valles o mesetas. En algunas ocasiones los extremos de estas estructuras formadas por la distribución de la susceptibilidad están muy pronunciadas. El perfil M2 es el único que tiene un comportamiento lineal ascendente del inicio al final del perfil. El perfil M5 no es lineal pero si conserva el comportamiento ascendente que tiene el perfil M2. En dos perfiles se encuentra una meseta (M3 y M5). La del perfil M3 tiene una extensión de 21 m y se encentra entre los 6 y 7 m de profundidad; la del perfil M5 es una meseta inclinada de 39 m de longitud cuya parte más próxima a la superficie se encuentra a 3.5 m de profundidad. El punto más elevado de las crestas que forma la interfase entre las capas A y B se encuentra entre los 0.5 y 4 m de profundidad y tienen extensiones que van desde de 10 a 30 m . Por otro lado, la extensión de los valles que forma esta interfase está entre los 4 y 23 m y su profundidad es mayor a los 6.5 m .

La interfase entre las capas B y C tiene una forma más irregular, aunque las variaciones de ésta son menores que las de la interfase entre las capas A y B. Adicionalmente, esta interfase mantiene la misma tendencia que la interfase entre las capas A y B y en ocasiones esta tendencia parece estar desfasada. Las estructuras más interesantes que forma esta interfase son los valles que se generan por encima de los valles formados por la interfase entre las capas A y B. La profundidad de estos valles es superior a los 5.5 m y las extensiones van de 3.5 a 8 m .

7.3. PERFILES SÍSMICOS.

Los perfiles sísmicos muestran la distribución de la velocidad sísmica en el subsuelo. La distribución de los perfiles sísmicos se puede observar en la figura 5.4 del capítulo cinco y en la figura 7.6 de este capítulo. Los perfiles sísmicos Salvo los perfiles S1A y S3 que se obtuvieron con un modelo inicial de tres capas, los demás perfiles se obtuvieron con un modelo inicial de dos capas. El número de pendientes que tengan las curvas de velocidad de las gráficas distancia-tiempo de cada perfil determina el número de capas que tendrá el modelo inicial. Los modelos iniciales utilizados arrojaron un menor error RMS. Los errores RMS de las inversiones de tiempo de viaje y tomografía se muestran en la tabla 7.2. Como se puede ver, el RMS de la inversión tiempo de viaje se encuentra por debajo del 1.5. No obstante, y a pesar de que el modelo generado con la inversión tiempo de viaje fue el utilizado para realizar la inversión tomográfica, los perfiles sísmicos tienen un RMS para la inversión tomográfica menor a 5.0.

Perfil	# capas	RMS Inversión Tiempo de viaje	RMS Inversión Tomográfica
S1A	3	0.584 <i>ms</i>	2.830 <i>ms</i>
S1B	2	0.860 <i>ms</i>	4.391 <i>ms</i>
S2	3	0.501 <i>ms</i>	4.963 <i>ms</i>
S3	2	0.757 <i>ms</i>	4.488 <i>ms</i>
S4	2	1.377 <i>ms</i>	2.782 <i>ms</i>
S5	2	0.904 <i>ms</i>	2.740 <i>ms</i>
S6	2	0.522 <i>ms</i>	2.375 <i>ms</i>

Tabla 7.2: Número de capas de los modelos iniciales con los que obtuvieron los perfiles sísmicos y errores RMS para la inversión tiempo de viaje y la inversión tomográfica. La inversión tomográfica se hizo con 20 interacciones y 8 nodos por celda.

7.4. COMPARACIÓN DE FUENTES.

Las diferencias en los intervalos de velocidades sísmicas en los modelos de tomografía se deben al uso de diferentes fuentes. En promedio en el caso de fuentes con marro el intervalo de velocidades sísmicas es de 165.3 a 698.1 *m/s*; el intervalo obtenido con la fuente de dinamita está entre 268 y 1279.75 *m/s* en promedio. Los modelos sísmicos de tomografía de refracción sísmica están compuestos de tres capas (A, B y C) por la misma razón que los modelos magnéticos. De la figuras 7.8, 7.9, 7.11 y 7.13, mostrada más adelante, se infiere que la capa A es la más profunda y la más consolidada, se considera que está compuesta por sedimentos cuyo intervalo de velocidad sísmica promedio es de 584.8 a 698.1 *m/s* usando marro y usando dinamita es de 881.25 a 1279.75 *m/s*. La capa intermedia,

capa B, se considera que está constituida por sedimentos lacustres ligeramente consolidados cuyo intervalo de velocidades sísmicas promedio para el caso del marro es de 264.4 a 584.8 m/s y para el caso de la dinamita es de 386 a 881.25 m/s . Finalmente la capa C, la capa más superficial, se considera que es suelo no consolidado cuyas velocidades sísmicas promedio para el caso del marro son menores a los 264.4 m/s y para el caso de la dinamita son menores a los 386 m/s . Como se puede ver, la velocidad sísmica más grande para el caso de la dinamita es de aproximadamente el doble que la velocidad sísmica más grande obtenida con el marro. Esto se puede ver más claramente al comparar los modelos S1A y S1B mostrados en la figura 7.8.

Para el tipo de terreno como el que tenemos en Chapingo, las fuentes de dinamita no son efectivas para el objetivo que se está buscando pues más de la mitad del perfil no contiene información del subsuelo. La información que se obtiene de los perfiles en los que se utilizó dinamita proviene de las capas más consolidadas encontradas a profundidades mayores a los 6 m . Este tipo de fuentes generan ondas sísmicas de más alta frecuencia y mayor energía por lo que no mapean la interfase entre estratos no consolidados o ligeramente consolidados. Al no estar consolidado el estrato las moléculas que lo forman no van a tener efecto alguno sobre la onda, es decir, no provocarán que la velocidad de la onda cambie ni que parte de su energía se refleje o se refracte. Hasta el momento en que una de las capas de la interfase esté más consolidada, las moléculas provocarán que la onda sufra un cambio de velocidad y que parte de su energía se refleje y otra parte se refracte.

La diferencia entre los perfiles S1A y S1B es básicamente la fuente utilizada. No obstante, los estratos más consolidados del perfil 1B son semejantes a los estratos más consolidados del perfil S1A. El perfil S1A muestra pequeña elevación al principio del perfil y hasta los 4 m de distancia a una profundidad entre 1 y 3 m (ver recuadro blanco en la figura 7.8). Esta elevación es de material ligeramente consolidado y no se muestra en el perfil S1B. De estar relacionado con algún rasgo arqueológico, esta elevación pudiera ser los restos muy erosionados de un tlatel o un dique. El perfil S1B muestra una estructura de poco contraste entre los 3 y 6 m de profundidad que se encuentra a partir de los 23.5 m de distancia (ver recuadros blancos en la figura 7.8). Esta estructura no se observa claramente en el perfil S1A, en su lugar se observan suelos ligeramente consolidados con una pequeña elevación.

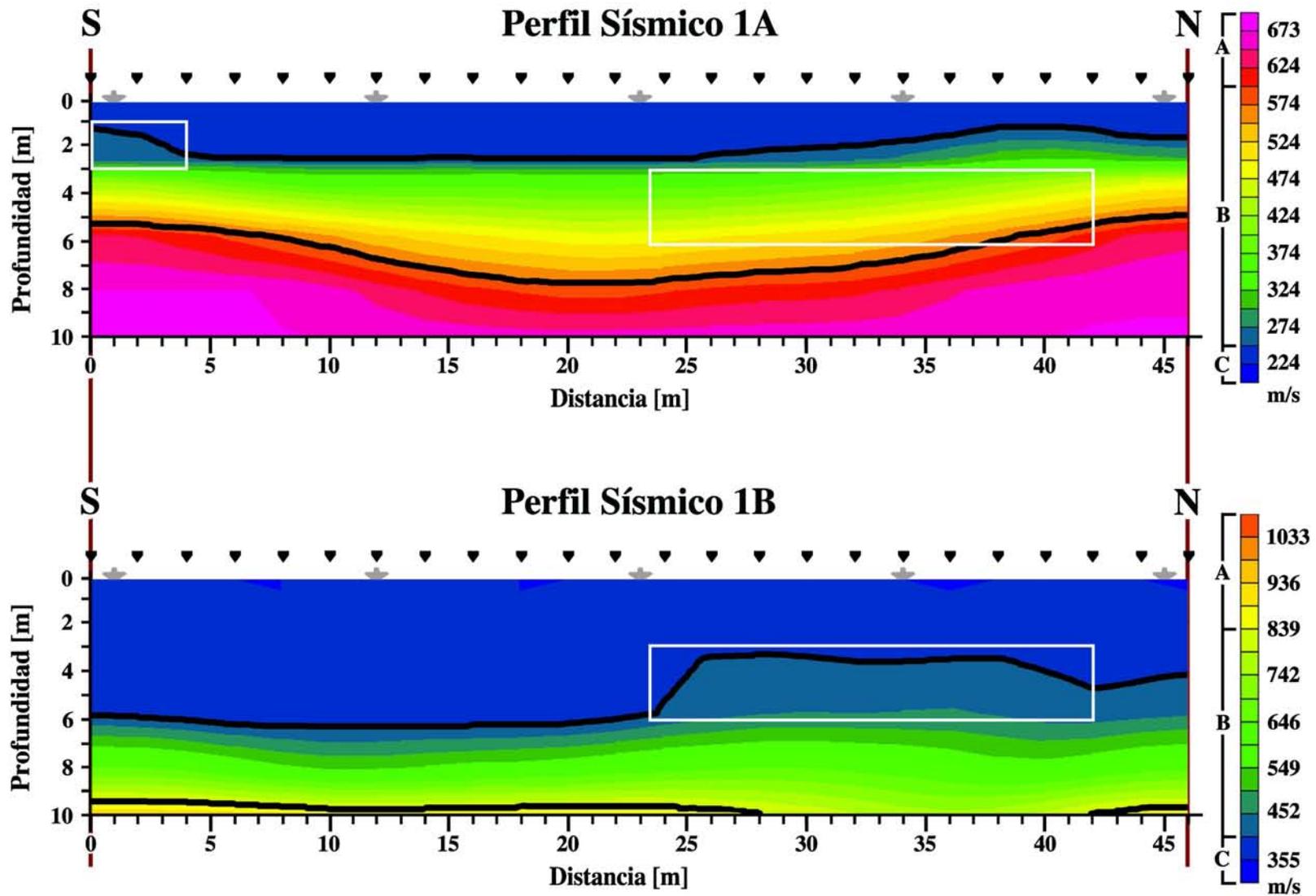


Figura 7.8: Comparación de los perfiles sísmicos S1A y S1B. La orientación de cada perfil se muestra en los extremos superiores. La escala de colores indica la velocidad de las ondas sísmicas, los triángulos negros la ubicación de los geófonos y los asteriscos grises la ubicación de las fuentes. Los recuadros blancos muestran las estructuras descritas en el texto. (Imagen: Rosado, A.)

7.5. CORRELACIÓN DE PERFILES.

En la figura 7.9 la comparación se hace con el perfil S1A pues es del que se tiene mayor información del subsuelo. Los primeros 31 *m* del perfil S3 (ver recuadro blanco en la figura 7.9) muestran una planicie en medio de dos elevaciones. Esta forma de la interfase entre las capas sísmicas B y C se repite en varios de los perfiles sísmicos (S2, S4, S5 y S6 mostrados en figuras más adelante) y es posible que esté relacionada con la que se muestra en los perfiles S1A (primero 40 *m*) y S6 (entre los 10 y 37 *m*). De ser así, ésta estructura tendría una orientación SW-NE y pudiera estar relacionada con un canal para el tránsito de embarcaciones o para riego, ya sea prehispánico o colonial.

En la región donde se correlacionan los perfiles S1A, S3 y S6 se muestra un hundimiento en el perfil S3 entre los 53 y 90 *m* de distancia, mismo que coincide con el hundimiento del perfil S1A entre los 6 y 44 *m* de distancia y con el ligero hundimiento que se muestra en el perfil S6 entre los 4 y 43 *m* (ver recuadros blancos en los perfiles de la figura 7.9). Este hundimiento es más profundo en el perfil S3 (>10 *m*) y menos profundo en el perfil S6 (6-7 *m*). Esto nos indica que esta estructura tiene una orientación NE-SW entre los perfiles S6 y S1A y SE-NW entre los perfiles S1A y S3. Además, la extensión del hundimiento se mantiene prácticamente constante en los tres perfiles y pudiera estar relacionada con el lecho de un antiguo río o el ramal de algún río cercano.

En esa misma región el perfil S6 muestra una estructura bastante regular entre los 10 y 17 *m* de distancia y entre 1 y 3 *m* de profundidad (ver recuadro blanco en el perfil S6 de la figura 7.9). Aunque más irregular, el perfil S3 muestra una estructura entre los 52 y 73 *m* de distancia a una profundidad que va desde la superficie hasta los 4 *m* (ver recuadro blanco en el perfil S3 de la figura 7.9). Es probable que estas dos estructuras muestren rasgos de antiguas construcciones prehispánicas como pueden ser vestigios de un tlatel. Las estructuras descritas no se observan en el perfil S1A, sin embargo pudiesen estar asociadas con la estructura que se observa en el perfil S1B que se describió anteriormente y que se encuentra a partir de los 23.5 *m* de distancia. De ser así, la orientación de esta estructura sería igual a la discutida para el hundimiento en el párrafo anterior y pudiera estar relacionada con alguna especie de dique o simplemente alguna estructura para mantener el canal en su lugar y evitar que se desbordara. En caso de no estar asociada con los perfiles S1A o S1B la orientación de esta estructura sería SE-NW.

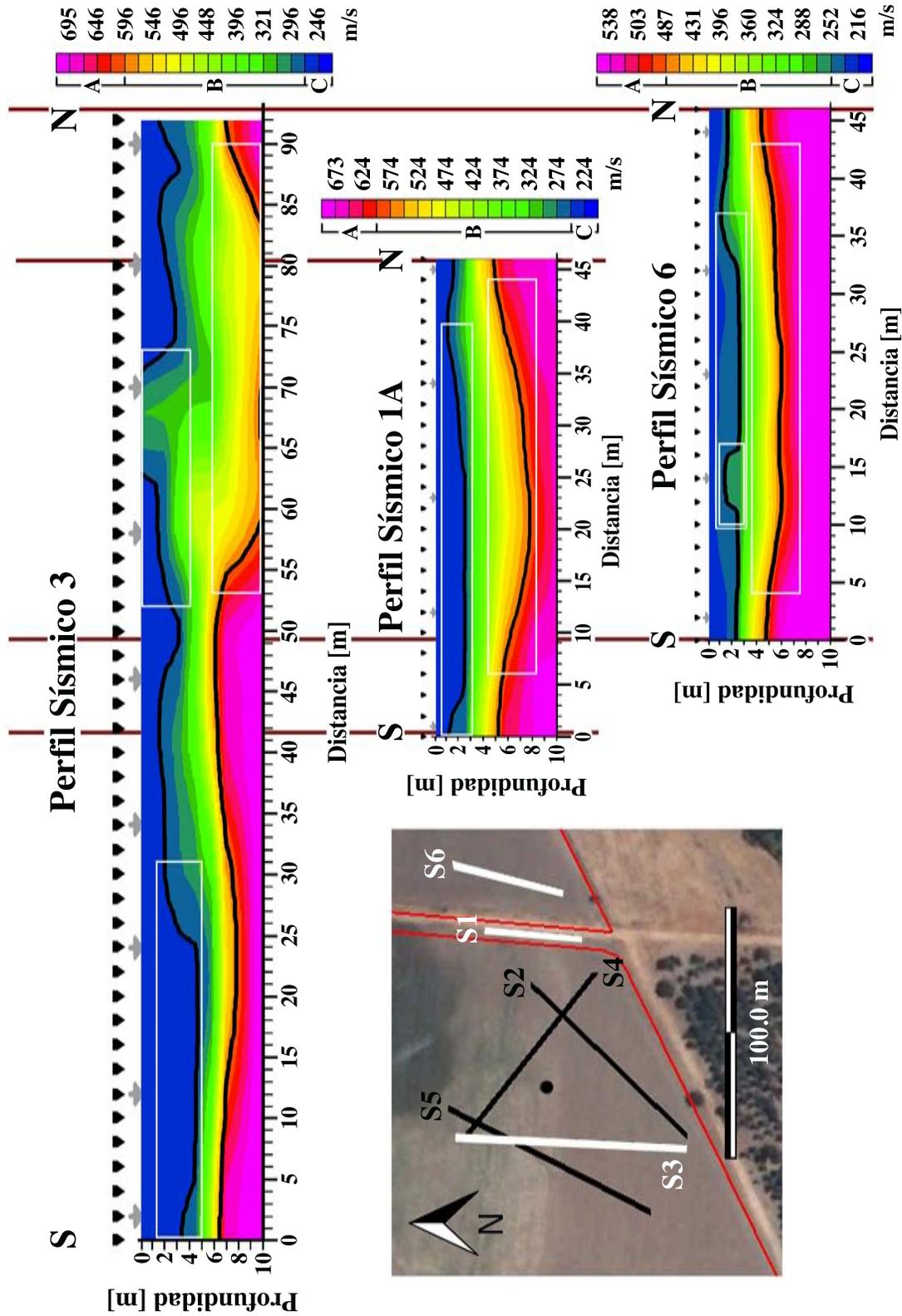


Figura 7.9: Correlación entre los perfiles sísmicos S3, S1A y S6 (mostrados en blanco en el mapa de la esquina inferior izquierda). La orientación de cada perfil se muestra en los extremos superiores. La escala de colores indica la velocidad de las ondas sísmicas, los triángulos negros la ubicación de los geófonos y los asteriscos grises la ubicación de las fuentes. Los recuadros blancos muestran las estructuras descritas en el texto. (Imagen: Rosado, A.)

La figura 7.11 compara el punto de cruce entre los perfiles sísmicos y magnéticos 2 y 4, resaltados con blanco en la figura 7.10. Con el perfil S2 se corrobora nuevamente que la dinamita nos da información de las capas más consolidadas y que el intervalo de velocidades es mayor que el intervalo de velocidades obtenidas con una fuente de marro. Los perfiles sísmico y magnético 2 presentan el mismo comportamiento para la capa más consolidada. Fuera de ello, los perfiles magnéticos no se asemejan a los perfiles sísmicos.

El perfil S2 muestra una estructura muy similar a la que se observa en el perfil S3 y se encuentra entre los 57 y 86 *m* de distancia y en los primeros 8 *m* de profundidad (ver recuadro blanco en el perfil S2 de la figura 7.11). Esta estructura no se observa en el perfil magnético M2. Con esto se corrobora que las estructuras encontradas en los perfiles S3 y S2 están relacionadas y que su orientación es SE-NW. Adicionalmente, la estructura mostrada entre los 3 y 50 *m* tiene la misma forma que las descritas en la figura 7.9 y que ha sido interpretada como un posible canal. Es muy probable que este canal este relacionado con los descritos para la figura 7.9, en caso de no estar relacionado esta estructura pudiera ser los restos de un tlatal. El cruce de los perfiles S2 y M2 con los perfiles S4 y M4 se da en lo que se pudiera considerar como una base para la estructura antes definida. Esta base se encuentra sobre una especie de planicie con un extensión mayor a los 45 *m* formada principalmente por sedimentos consolidados y una delgada capa de sedimentos ligeramente consolidados (ver recuadro blanco en el perfil S4 de la figura 7.11). En el punto de cruce las primeras dos capas de los perfiles magnéticos son similares, mostrando la interface entre las capas en aproximadamente 1 *m* de profundidad. Adicionalmente, en el perfil S4 se puede observar lo que pudiera ser otro canal de aproximadamente 20 *m* de ancho cuyo fondo no pasa los 4 *m* localizado entre los 52 y 82 *m* de distancia. Este posible canal tiene la misma forma que los descritos para la figura 7.9 y se encuentra sobre una zona donde el material consolidado muestra un hundimiento con respecto a la plataforma que se observa en los primeros 50 *m* del perfil (ver recuadros blancos en el perfil S4 de la figura 7.11). Este hundimiento esta asociado con los descritos en la figura 7.9 y ligeramente se observa en el perfil magnético M4 entre los 47 y 73 *m* (ver recuadro negro en el perfil M4 de la figura 7.11). El espacio entre el posible canal y el material consolidado está relleno con sedimentos ligeramente consolidados.

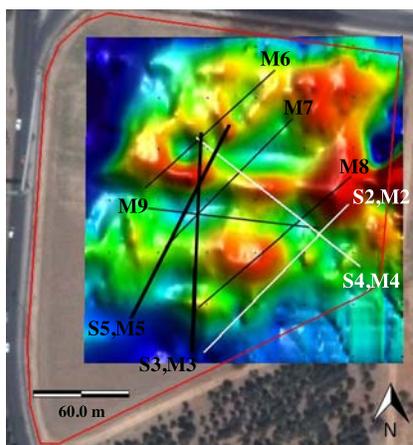


Figura 7.10: Localización de los perfiles sísmicos (mostrados en blanco) correlacionados en la figura 7.11. (Imagen: Rosado, A.)

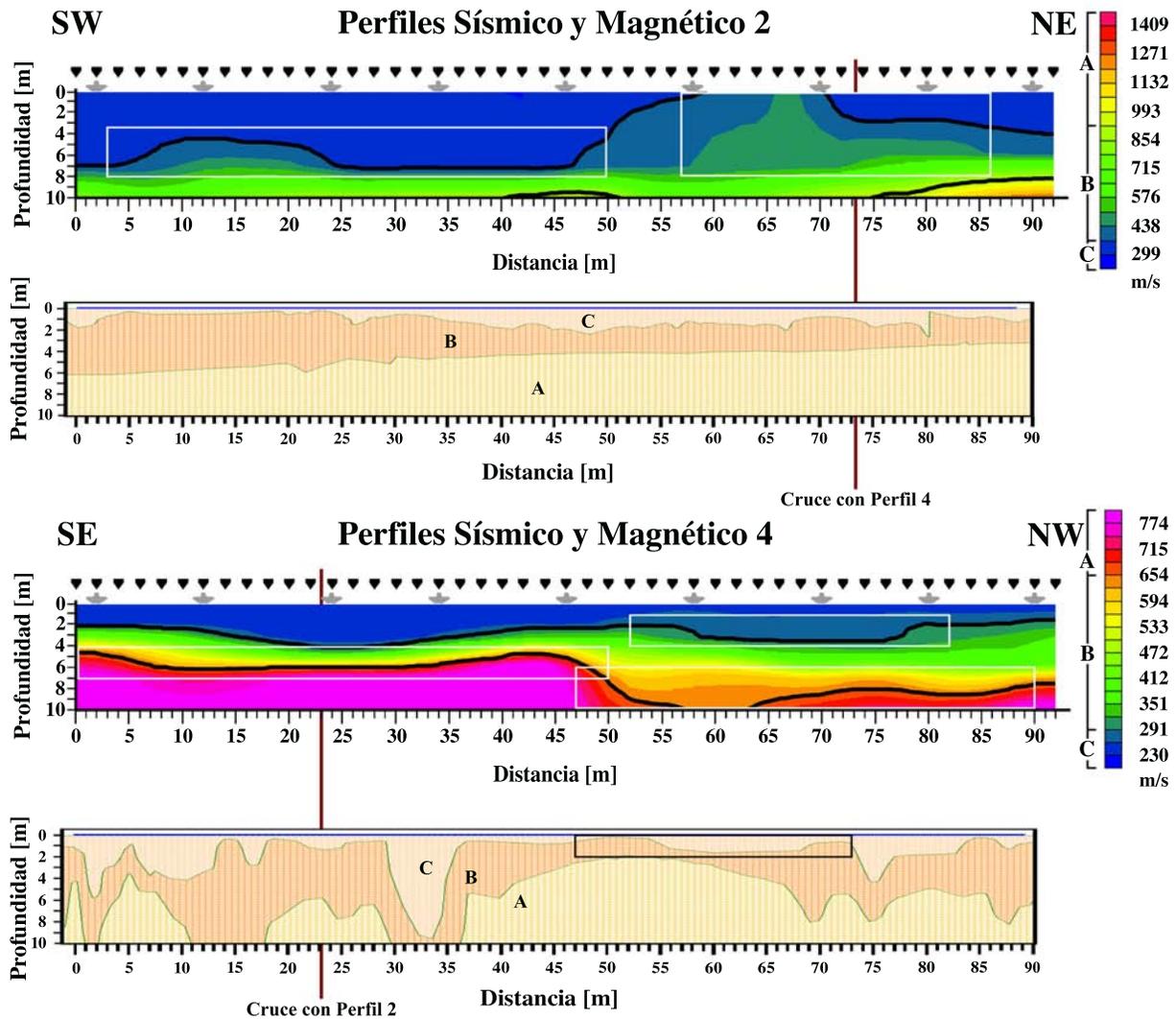


Figura 7.11: Correlación de los perfiles sísmicos y magnéticos S2, M2 y S4, M4. Susceptibilidades magnéticas: $A = 5.667 \times 10^{-3}$, $B = 6.3 \times 10^{-5}$ y $C = 1.2 \times 10^{-5}$. La orientación de cada perfil se muestra en los extremos superiores. La escala de colores indica la velocidad de las ondas sísmicas, los triángulos negros la ubicación de los geófonos y los asteriscos grises la ubicación de las fuentes. Los recuadros blancos muestran las estructuras descritas en el texto. (Imagen: Rosado, A.)

La figura 7.13 compara los puntos de cruce entre los perfiles sísmicos y magnéticos 3, 4 y 5; resaltados con blanco en la figura 7.12. En el extremo final del perfil S3 se muestra un pequeño valle en la interfase entre las capas sísmicas B y C. Esta forma de la interfase corresponde a la observada en el extremo final del perfil magnético M3 (ver recuadros blanco y negro en los perfiles S3 y M3 respectivamente en la figura 7.13). Las otras estructuras observadas en los perfil S3 y S4 ya han sido descritas. La estructura mostrada en el perfil S3 coincide con la estructura mostrada en el perfil S5 entre los 47 y 76 *m* de distancia (ver recuadros blancos en el perfil S5 de la figura 7.12). En el punto de cruce los perfiles magnéticos M3 y M5 muestran que la capa más consolidada se encuentra a partir de los 2 *m* de profundidad, además la capa de suelos tiene un espesor de alrededor de 1 *m* en ambos perfiles. Al inicio del perfil S5 se muestra otra estructura con la misma forma que las mostradas en otros perfiles. Esta estructura se encuentra entre los 10 y 40 *m* de distancia a una profundidad entre 1 y 4.5 *m* y pudiera ser un antiguo canal. De ser así, es posible que esté relacionada con las estructuras similares mostradas en los perfiles S2, S3 y S6.

En el extremo final del perfil S5 se ve lo que parece ser el inicio de otra estructura a partir de los 87 *m* de distancia (ver recuadros blancos en el perfil S5 de la figura 7.12). Esta segunda estructura tiene la misma forma que la hallada en el perfil S6. Es probable que esta segunda estructura sea otro dique y el espacio entre ellos sea un canal para tránsito o riego o que esta estructura, si es que no está ligada a la que esta justo en el cruce entre los perfiles S3 y S5, sean los restos de un tlatal.

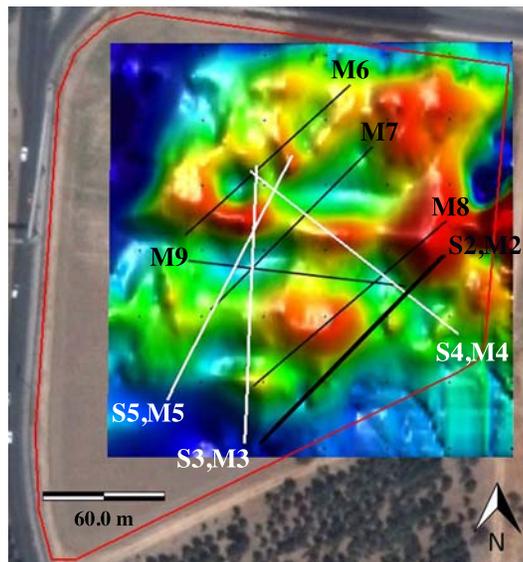


Figura 7.12: Localización de los perfiles sísmicos y magnéticos (mostrados en blanco) correlacionados en la figura 7.13. (Imagen: Rosado, A.)

El cruce entre los perfiles S3 y M3 con los perfiles S4 y M4 muestra algunas semejanzas. La capa más consolidada se encuentra en el mismo rango de profundidad, lo mismo sucede con la capa ligeramente consolidada. El cruce entre los perfiles S4 y S5 muestra que la interfase entre la capa más consolidada y la capa ligeramente consolidada está alrededor de los 7 *m* de profundidad. Sin embargo, la estructura del perfil S4 que se ha descrito como el muro de un posible canal no se observa en el perfil S5. Además, los perfiles magnéticos M4 y M5 no son semejantes para el punto de cruce.

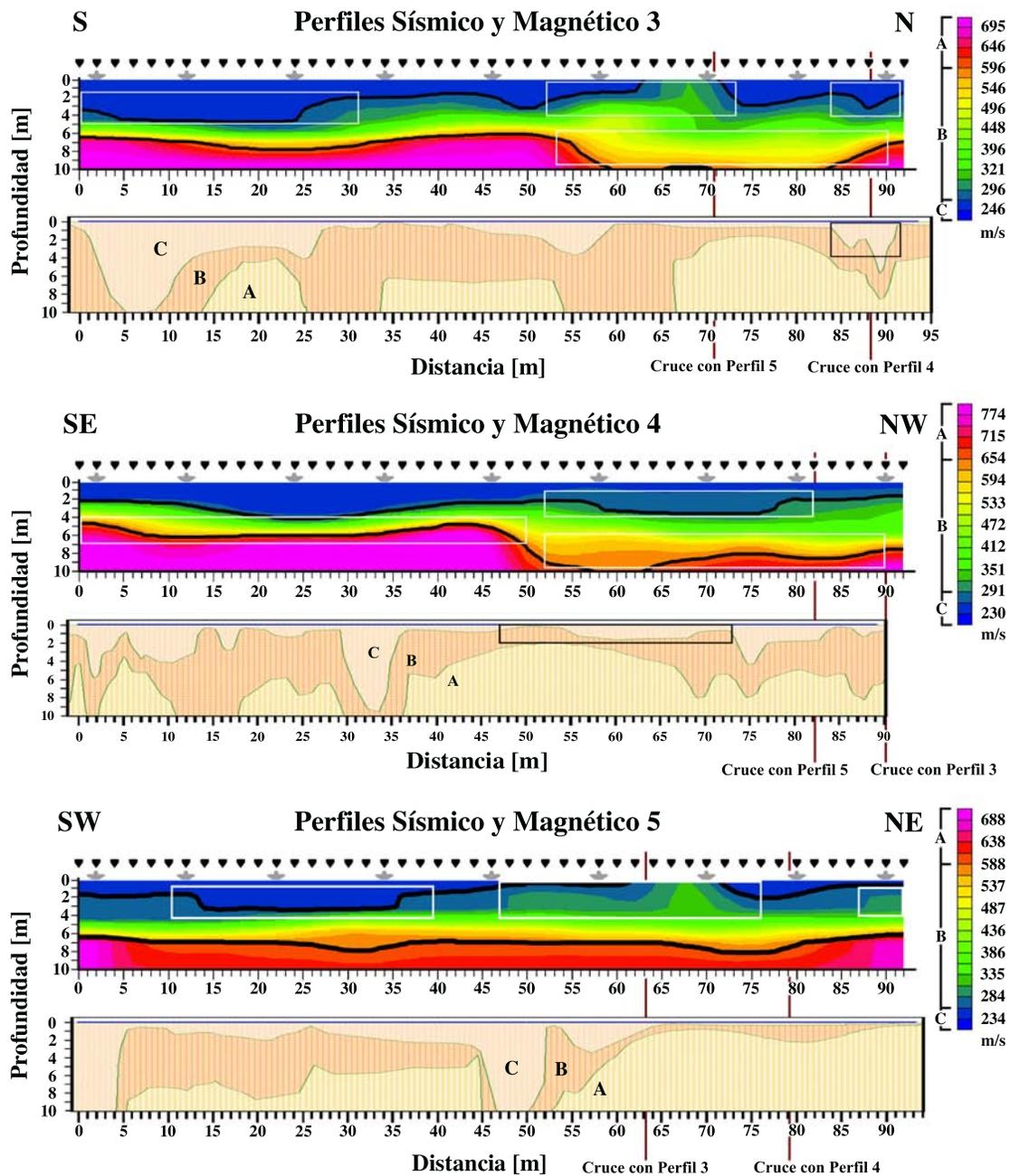


Figura 7.13: Correlación de los perfiles sísmicos y magnéticos S3, M3, S4, M4 y S5, M5. Susceptibilidades magnéticas: A= 5.667×10^{-3} , B= 6.3×10^{-5} y C= 1.2×10^{-5} . La orientación de cada perfil se muestra en los extremos superiores. La escala de colores indica la velocidad de las ondas sísmicas, los triángulos negros la ubicación de los geófonos y los asteriscos grises la ubicación de las fuentes. Los recuadros blancos muestran las estructuras descritas en el texto. (Imagen: Rosado, A.)

La figura 7.15 compara los puntos de cruce entre los perfiles magnéticos 2, 6, 7 y 8; resaltados con blanco en la figura 7.14. El valle que se encuentra en el perfil M6 entre los 22 y 28 *m* de distancia se encuentra justamente sobre la anomalía magnética circular del área A1 que se muestra en la figura 7.5. Esta estructura está relacionada con el valle de menos de 7 *m* de profundidad que se muestra en el perfil M7 entre los 51 y 70 *m* de distancia. La cresta que se encuentra antes de la estructura del perfil M6 está relacionada con la cresta que está entre los dos valles del perfil M7 y la cresta que se encuentra al final del perfil M8. En los tres perfiles la capa más consolidada de las crestas se encuentra entre 1 y 2 *m* de profundidad. La primera cresta del perfil M7 muestra un comportamiento semejante a la segunda cresta del perfil M8. Además, el primer valle del perfil M7 encontrado entre los 11 y 33 *m* corresponde con el valle mostrado en el perfil M8 entre los 46 y 64 *m*.

El valle del perfil M6 está relacionada con lo que se ha descrito como posibles canales en los perfiles sísmicos S4, S3 y S5. Por sus dimensiones, por la profundidad de la estructura y por la anomalía que se muestra en la figura 7.5, esta estructura pudiera ser un pozo ya sea prehispánico o colonial. Las estructuras que se muestran en los perfiles sísmicos S4, S3 y S5 también están relacionadas con la anomalía rectangular que se muestra en la figura 7.5 justo al E de la anomalía circular. Esta anomalía corresponde al segundo valle del perfil M7 y se pudiera pensar que es generada por los restos de un canal de riego o tránsito.

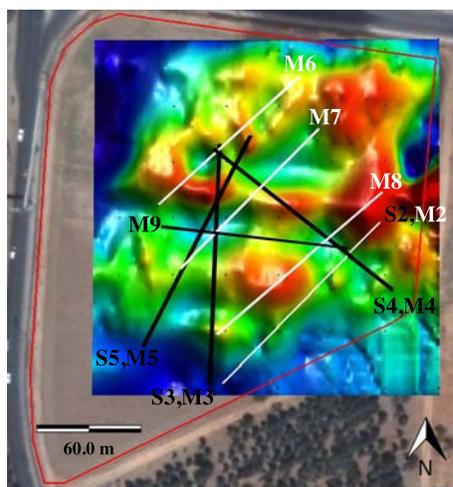


Figura 7.14: Localización de los perfiles magnéticos (mostrados en blanco) correlacionados en la figura 7.15. (Imagen: Rosado, A.)

De la relación de los perfiles M6, M7 y M8 con el perfil M2 no se puede decir mucho pues el perfil M2 no atraviesa grandes anomalías magnéticas como los otros. El perfil M2 nos muestra que la capa de sedimentos consolidados tiene una pendiente ascendente hacia el final del perfil. Esta misma tendencia la tienen los perfiles M8 y M7, y puede ser observada con las crestas en dichos perfiles. La pendiente de la capa más consolidada en los perfiles M2, M8 y M7 se va perdiendo conforme nos movemos más hacia el E.

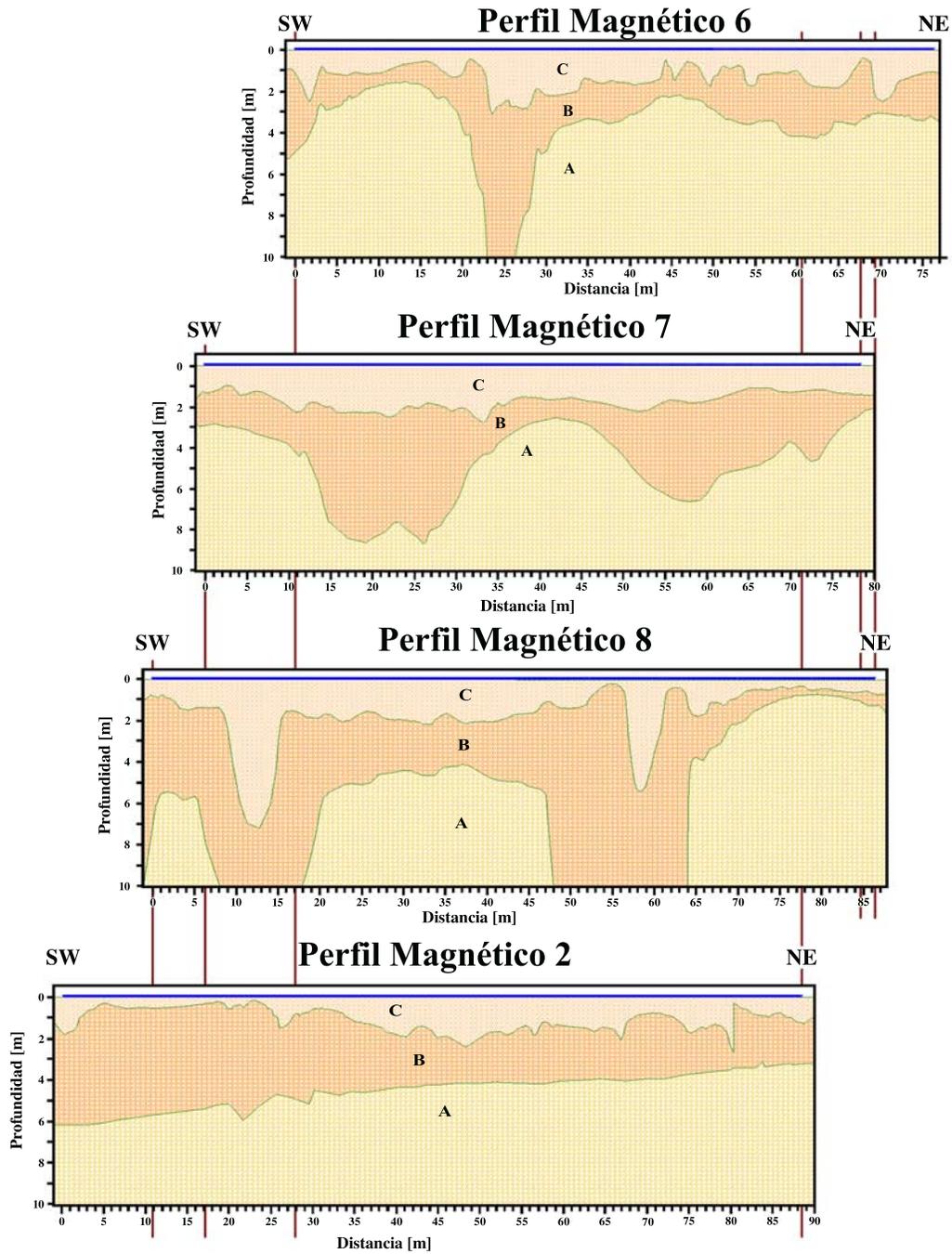


Figura 7.15: Correlación de los perfiles magnéticos M2, M6, M7 y M8 (mostrados en blanco en la figura 7.14). Susceptibilidades magnéticas: $A = 5.667 \times 10^{-3}$, $B = 6.3 \times 10^{-5}$ y $C = 1.2 \times 10^{-5}$. Las líneas verticales rojas indican la proyección de un perfil en otro. (Imagen: Rosado, A.)

En la figura 7.16 se pueden observar las coincidencias en el punto de cruce entre los perfiles M3, M4, M5, M7 y M8 con el perfil M9 y los puntos de cruce entre los perfiles M7 y M8 con el perfil M4. El cruce de M9 con M3 y M7 ocurre en el mismo lugar. En este punto se observa un valle, el cual tiene una profundidad máxima de 9 *m* en el perfil M7. Aunque la profundidad no es mayor a los 10 *m* como en los otros dos perfiles, el punto de cruce si muestra una estructura similar a los otros dos perfiles. El cruce entre los perfiles M9 y M5 ocurre sobre el mismo valle donde cruzan los perfiles M9, M7 y M3. Aunque la profundidad del valle en ambos perfiles es mayor a los 10 *m*, el perfil M5 muestra que el valle está relleno por suelo y no por sedimentos ligeramente consolidados como se muestra en el perfil M9, M3 y M7. Con esto se concluye que el valle tiene una profundidad mayor a los 10 *m* y que está relleno por sedimentos ligeramente consolidados. Los puntos de cruce entre los perfiles M4 y M8 con el perfil M9 no tienen el mismo comportamiento. Los perfiles M4 y M8 muestran que el cruce ocurre en una zona del valle cuya profundidad es mayor a los 10 *m*, este valle se logra ver en el perfil M9 pero con una profundidad mucho menor y sin que la capa de suelos tenga la forma del mismo valle.

En el cruce entre M4 y M8 se observa el mismo valle que en el cruce entre M4 y M8 con M9. En ambos perfiles, M4 y M8, el valle tiene una profundidad mayor a los 10 *m* y la capa de suelos también forma un pequeño valle aunque la profundidad en el perfil M8 es de 5.5 *m* y en el perfil M4 es de 9.5 *m*. Los perfiles M4 y M7 tienen el mismo comportamiento en el punto de cruce. El cruce se da en una cresta que está relacionada con la cresta del perfil M6 y la última cresta del perfil M8 (esto se describió con la figura 7.15). En el punto de cruce el material más consolidado que forma la cresta se encuentra entre 3 y 4 *m* de profundidad. Con estas semejanzas se puede decir que el modelo M9 no describe de manera correcta los efectos que se observan a partir de los 60 *m* de distancia.

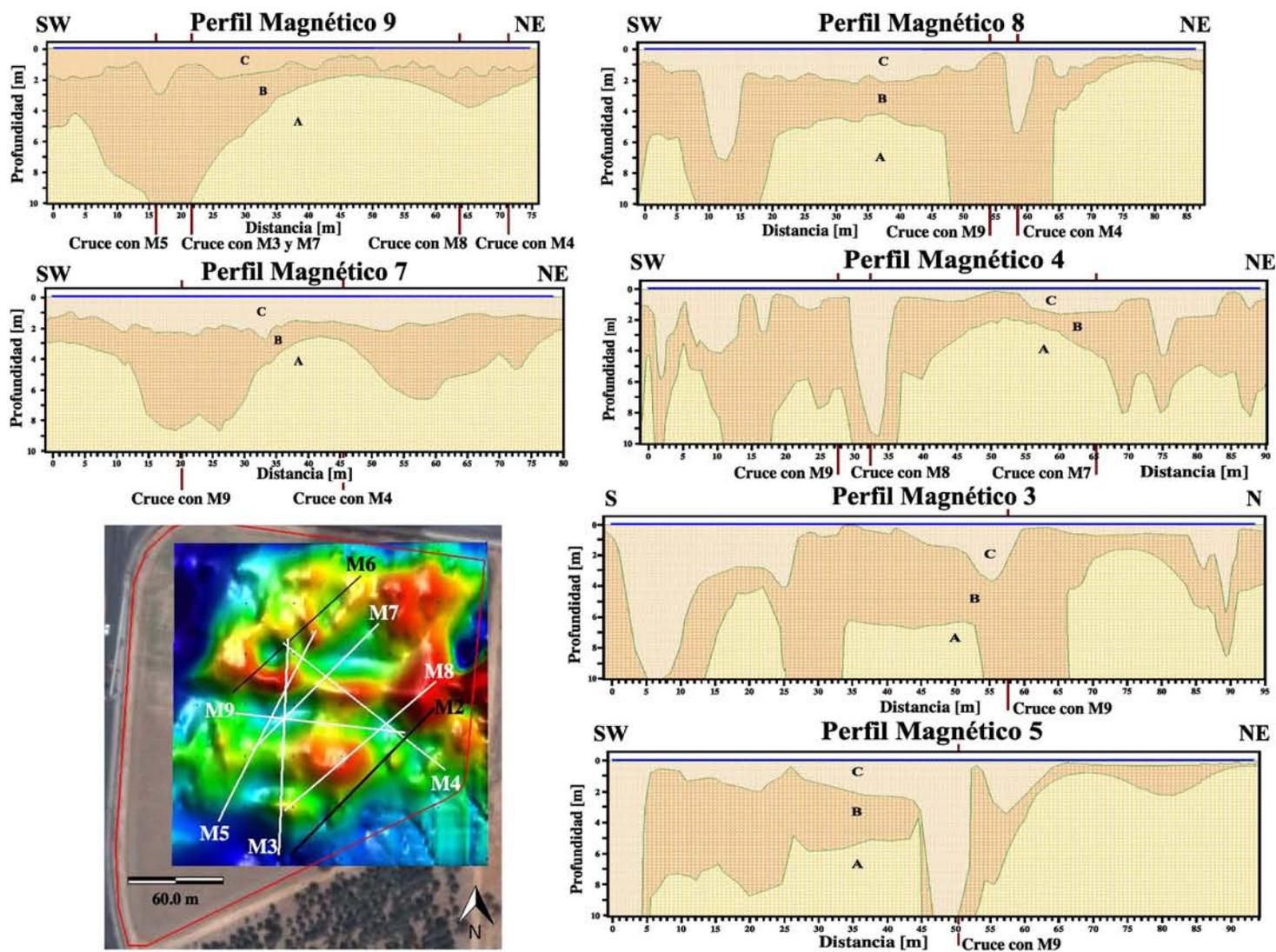


Figura 7.16: Correlación de los perfiles magnéticos M3, M4, M5, M7, M8 y M9 (mostrados en blanco en el mapa de la esquina inferior izquierda). Susceptibilidades magnéticas: $A = 5.667 \times 10^{-3}$, $B = 6.3 \times 10^{-5}$ y $C = 1.2 \times 10^{-5}$. (Imagen: Rosado, A.)

8

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Los perfiles sísmicos y magnéticos ubicados en los terrenos de estudio muestran muchas semejanzas y presentan estructuras similares. Todos los perfiles han sido modelados con tres capas. Tanto la susceptibilidad magnética como el rango de velocidades sísmicas de las capas aumentan con la profundidad. La mayor parte de los primeros diez metros de profundidad del terreno son sedimentos no consolidados o ligeramente consolidados. Los resultados de este estudio muestran que el uso de dinamita como fuente no es lo recomendable en este tipo de suelos para obtener información de los primeros metros de profundidad. La dinamita como fuente sísmica dio información de las capas más consolidadas en un intervalo de velocidades sísmicas con diferencia de casi un factor de dos (1.8) respecto al intervalo de velocidades sísmicas obtenidas usando el marro de 8 *kg* como fuente.

El mapa de anomalías magnéticas sugiere que los rasgos sobresalientes pudieran estar relacionados con alguna estructura prehispánica o colonial (ver figura 7.3b). Sin duda alguna la más llamativa es la anomalía redonda que aparece en el área A1. Esta anomalía pudiera estar relacionada con un pozo. Los máximos alineados en el extremo derecho del área A1 y los máximos alineados que cruzan las áreas A1, A2 y A3 por encima del área A4 pudieran ser los restos de un dique o alguna estructura para contener un canal de tránsito o riego. La anomalía que se encuentra justo encima de uno de estos máximos alineados, a un costado de la anomalía circular (ver figura 5.2b), pudiera ser el canal del que se está hablando. Esto hace más sentido al suponer que la anomalía redonda es un pozo y que los máximos alineados pudieran ser alguna especie de muro de contención.

Mientras la anomalía circular y lo que pudiera ser un canal se distingue claramente en los perfiles magnéticos (ver figura 7.15), las otras estructuras descritas en el párrafo anterior no se observan en los perfiles magnéticos (ver figuras 7.15 y 7.16). El comportamiento de las curvas de la anomalía magnética se asemeja a la forma de la capa más profunda y más consolidada (ver Anexo III). Esto se debe a que la susceptibilidad magnética de ésta capa es dos órdenes de magnitud más grande que las otras dos capas. Hay que evitar enfocarse e interpretar las fuertes anomalías magnéticas que se encuentran en el extremo E del levantamiento pues a la hora en que se hizo el levantamiento

había materiales metálicos sobre la vialidad de terracería que divide los predios SM-15-1 y SM-15-2. Los efectos causados por estos materiales no llegan a afectar las medidas tomadas en el centro del levantamiento.

Es posible que en los perfiles magnéticos la irregularidad de la interfase entre las dos capas más superficiales esté relacionada con el ondulamiento detectado en la zanja donde se encontraron los restos arqueológicos y que se interpretó como los antiguos surcos de un terreno de plantación prehispánica (Luis Morett, comunicación personal).

Con la correlación de los perfiles sísmicos S1A, S3 y S6 se identifica un hundimiento con dos orientaciones, NE-SW entre los perfiles S1A y S6 y SE-NW entre los perfiles S1A y S3 (ver figura 7.9). Este hundimiento es más profundo en el perfil S3 y menos profundo en el perfil S6. Este hundimiento podría ser el lecho de algún río o ramal de algún río cercano. Dos estructuras bastante regulares y similares se encontraron en los perfiles S5 y S6 (ver figuras 7.13 y 7.9 respectivamente). En el primer perfil, S5, la estructura se encuentra a partir de los 87 m. En el segundo perfil, S6, la estructura se encuentra entre los 11 y 17 m de distancia y a una profundidad entre 1.5 y 3 m. La forma regular de las estructuras sugiere que se pueda tratar de un dique o vestigios de un tlatel (restos de asentamientos humanos prehispánicos, estructuras construidas con paredes de piedra rellenas con los materiales disponibles en el sitio como rocas, arena limosa y en ocasiones cascajo de otras construcciones [Arciniega-Ceballos et al., 2009]).

Otras dos estructuras similares entre ellas pero irregulares se encontraron en los perfiles S2 y S3 (ver figura 7.13). En el perfil S3 la estructura se encuentra entre los 64 y 72 m con una profundidad menor a los 4 m, en el perfil S2 se encuentra entre los 58 y 86 m con una profundidad menor a los 6 m. La estructura que se encuentra entre los 63 y 74 m del perfil S5 es la misma que se halló en el perfil S3. El cruce entre los perfiles S2 y S4 muestra la base de la estructura hallada en S2 (ver figura 7.11).

En los perfiles sísmicos S1, S2, S3, S5 y S6 se muestra una planicie en medio de dos elevaciones (ver figuras 7.9, 7.11 y 7.13). Esta forma de la interfase entre las capas sísmicas B y C pareciera estar relacionada entre todos los perfiles mencionados (S2, S4, S5 y S6). De ser así, ésta estructura tendría dos orientaciones, NW-SE y SW-NE, y pudiera estar relacionada con un canal para el tránsito de embarcaciones o para riego, ya sea prehispánico o colonial. Una estructura de forma similar se aprecia en el perfil S4 entre los 50 y 80 m de distancia y pudiera ser otro canal de 20 m de ancho cuyo fondo no excede los 4 m.

La irregularidad de las interfases en los perfiles magnéticos y el hecho de que no se parecen tanto a los perfiles sísmicos, como era de esperarse, se puede explicar con el arado del terreno que se ha realizado por varios cientos de años y por los pesticidas o fertilizantes que se hayan usado o se estén utilizando. Es posible que los compuestos de estos productos sí afecten las propiedades físico-químicas de la tierra, pero no modificarán su consistencia ni compactación; por ende no modificará la velocidad de las ondas sísmicas.

Los estudios de exploración geofísica son una buena alternativa para ayudar a resolver problemas de urbanización, planeación de asentamientos humanos, identificación de zonas de riesgo y de filtración, agrietamiento y hundimiento del subsuelo, construcción de vías de comunicación y servicios urbanos, localización de agua subterránea, inundaciones y construcción de edificaciones. Con la

presente tesis ha quedado mostrado, una vez más, que los métodos geofísicos de exploración somera son una buena alternativa para la localización de restos arqueológicos mediante la realización de una serie de estudios de prospección arqueológica. Esta tesis no pretende mostrar que el método magnético sirve para realizar una prospección arqueológica. Esto ha sido comprobado con muchos trabajos y además este método es uno de los primeros que se aplica al realizar un estudio de prospección. Sin embargo, el trabajo mostrado en la presente tesis si ha demostrado que el método de tomografía por refracción sísmica es un método eficaz y eficiente que puede ser utilizado para realizar una prospección arqueológica más precisa, más detallada y con mayor resolución en aquellos lugares de mayor interés.

Cabe mencionar que la manera ideal de realizar un estudio de prospección arqueológica con los métodos tratados en este trabajo es haciendo primero el levantamiento magnético para obtener el mapa de anomalías magnéticas que deberá ser la base para planear el levantamiento sísmico. Con las anomalías que muestre el mapa se debe decidir en dónde se van a ubicar los perfiles sísmicos y qué longitud deberán de tener. Sin embargo, el estudio de prospección arqueológica realizado en los terrenos pertenecientes a la Tabla Agrícola San Martín, Lote SM-15 de la Universidad Autónoma Chapingo (UACH) no se realizaron de esta manera debido al tiempo con que se contaba y los objetivos a alcanzar durante la temporada de levantamiento geofísico.

Ya sea por el interés arqueológico o porque se vaya a realizar alguna obra, localizar los vestigios arqueológicos ocultos en el subsuelo permitirá realizar campañas de salvamento o modificar proyectos para preservar los restos y para darle mayor estabilidad a la edificación. La localización de los restos antes de comenzar una obra evitará un costo monetario mayor por las modificaciones que se tengan que hacer al compararlo con el costo que implicaría modificar una obra ya en proceso de construcción. En el Reino Unido la evaluación arqueológica antes de hacer un desarrollo en un terreno es un requisito para obtener la licencia de construcción [David y Linford, 2000]. Aquí en México, imitando el ejemplo dado por el Reino Unido, la localización de estructuras prehispánicas a través de métodos de prospección arqueológica debería formar parte de los requisitos establecidos en los reglamentos de construcción para obtener licencias de construcción; sobre todo en zonas donde se sabe que hubo asentamientos prehispánicos. Un caso extremo, sería modificar el uso de suelo para preservar la cultura que yace en el subsuelo o para prevenir futuros desastres. Pocas son las empresas que dan aviso a las autoridades de los restos arqueológicos o paleontológicos que se encuentran en un sitio de construcción. De no incluir un estudio de prospección arqueológica al solicitar una licencia de construcción los restos se pueden perder para siempre pues son saqueados o destruidos para evitar que la construcción de una obra civil se detenga o, en el mejor de los casos, terminan en una colección particular.

Para finalizar, se propone realizar más estudios geofísicos en los terrenos, en particular en el terreno SM-15-2, y cerciorarse por medio de una excavación el tipo de estructuras que se han encontrado hasta el momento. En este trabajo el trazo de los perfiles fue completamente al azar, pero cuidando estar lo suficientemente lejos de fuentes que generen ruido. Se sugiere que los estudios geofísicos que se pudieran realizar en el futuro se hagan siguiendo una orientación N-S y E-W y no de manera al azar. Si se decidiera realizar una excavación arqueológica, se propone que ésta se realice en los puntos verdes mostrados en la figura. Tanto las estructuras encontradas como las zonas donde se propone realizar una excavación se muestran en la figura 8.1. Las coordenadas geográficas de los sitios propuestos para realizar una excavación se muestran en la tabla 8.1.

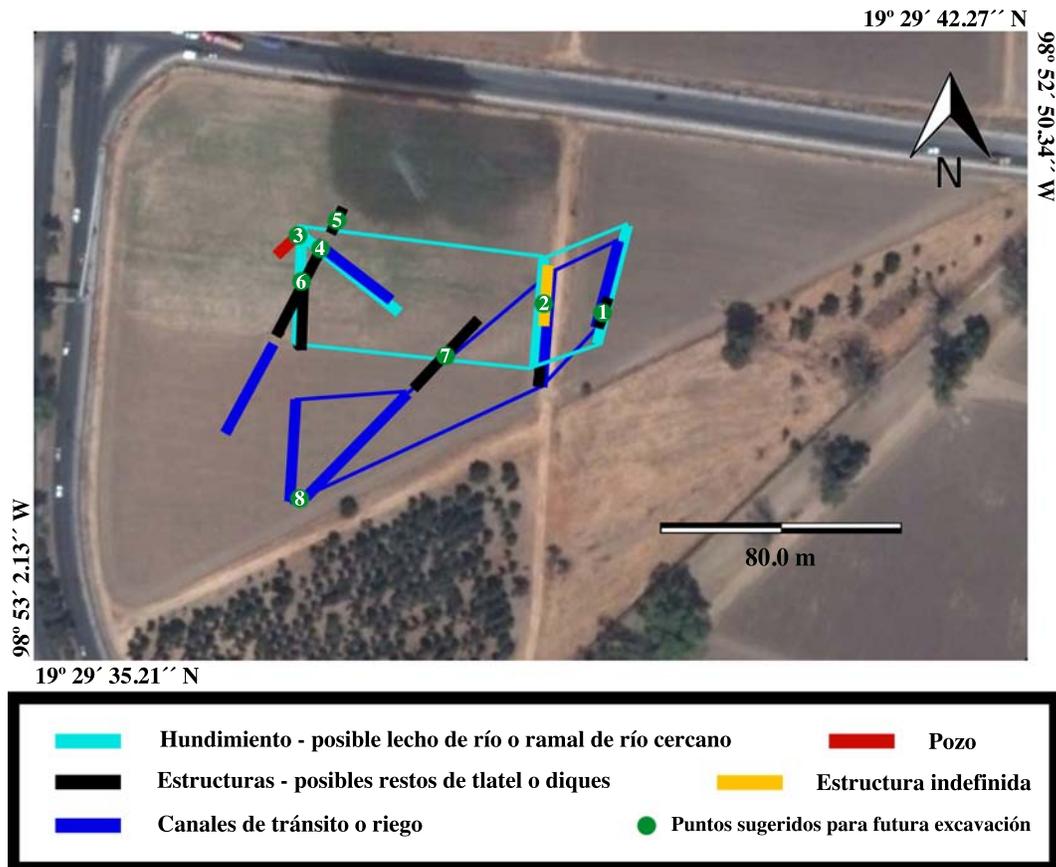


Figura 8.1: Imagen satelital de Google Earth mostrando la distribución de las estructuras encontradas en los terrenos estudiados y los puntos sugeridos para realizar una excavación arqueológica que cerciore los resultados. (Imagen: Rosado, A.)

Punto	Latitud (N)	Longitud (W)
1	19°29'39.00"	98°52'55.30"
2	19°29'39.18"	98°52'56.00"
3	19°29'39.94"	98°52'58.95"
4	19°29'39.75"	98°52'58.67"
5	19°29'40.10"	98°52'58.48"
6	19°29'39.33"	98°52'58.90"
7	19°29'38.55"	98°52'57.20"
8	19°29'37.02"	98°52'58.89"

Tabla 8.1: Coordenadas geográficas de los sitios propuestos para realizar una excavación.

9

ANEXO I. DEDUCCIÓN DE ECUACIONES SÍSMICAS.

El tiempo de viaje de una onda reflejada por una interfase horizontal (ecuación 4.53 página 45) está dada por la suma de los tiempos de viaje de los segmentos \overline{ag} y \overline{gf} (ver figura 9.1).

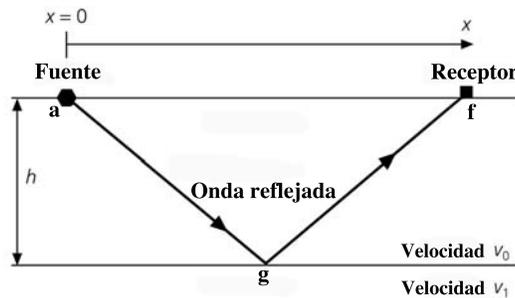


Figura 9.1: Trayectoria del rayo reflejado que viaja en un semi-espacio de una capa de grosor h y velocidad v_0 sobre otra capa de velocidad mayor v_1 . (Imagen: Tomada de Stein y Wysession, 2003 pág. 72, modificada por Rosado, A.)

$$T_R(x) = T(\overline{ag}) + T(\overline{gf}) = 2T(\overline{ag}) = \frac{2\overline{ag}}{v_0} \quad (9.1)$$

Utilizando el teorema de Pitágoras:

$$\begin{aligned}\overline{ag}^2 &= \left(\frac{x}{2}\right)^2 + h^2 \\ \overline{ag} &= \left(\frac{x^2}{4} + h^2\right)^{1/2}\end{aligned}\quad (9.2)$$

Sustituyendo en la ecuación 9.1 se tiene la ecuación de una onda reflejada por una interfase horizontal (ecuación 4.51):

$$T_R(x) = \frac{2}{v_0} \left(\frac{x^2}{4} + h^2\right)^{1/2} \quad (9.3)$$

El tiempo de viaje de una onda refractada por una interfase no horizontal está dado por la suma de los tiempos de viaje de los segmentos \overline{ac} , \overline{cd} y \overline{df} (ver figura 9.2).

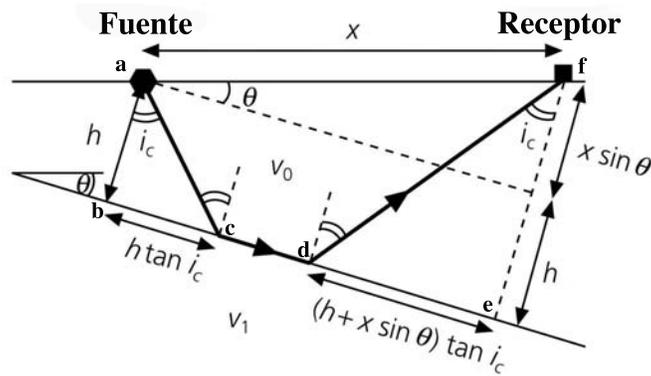


Figura 9.2: Trayectoria de las ondas refractadas que viajan en un semi-espacio de una capa de grosor h y velocidad v_0 sobre otra capa de velocidad mayor v_1 donde la interfase está inclinada un ángulo θ . (Imagen: Tomada de Stein y Wysession, 2003 pág. 121, modificada por Rosado, A.)

$$T_H(x) = T(\overline{ac}) + T(\overline{cd}) + T(\overline{df}) = \frac{\overline{ac}}{v_0} + \frac{\overline{cd}}{v_1} + \frac{\overline{df}}{v_0} \quad (9.4)$$

El signo \pm de las siguientes ecuaciones se debe a la inclinación de la interfase. Si la magnitud de la normal de la interfase hasta la fuente es menos que la magnitud de la normal de la interfase al receptor (como se muestra en la figura 9.2), se utiliza el signo positivo. Si ocurre lo contrario se utiliza el signo negativo. De la figura 9.2 se obtienen las siguientes igualdades:

$$\begin{aligned}\overline{ac} &= \frac{h}{\cos i_C} \\ \overline{df} &= \frac{h \pm x \operatorname{sen} \theta}{\cos i_C}\end{aligned}\quad (9.5)$$

$$\overline{cd} = x \cos \theta - h \tan i_C - (h \pm x \operatorname{sen} \theta) \tan i_C = x \cos \theta - (2h \pm x \operatorname{sen} \theta) \tan i_C$$

Sustituyendo en 9.4 se tiene:

$$\begin{aligned}T_H(x) &= \frac{h}{v_0 \cos i_C} + \frac{x \cos \theta - (2h \pm x \operatorname{sen} \theta) \tan i_C}{v_1} + \frac{h \pm x \operatorname{sen} \theta}{v_0 \cos i_C} \\ &= \frac{x \cos \theta - (2h \pm x \operatorname{sen} \theta) \tan i_C}{v_1} + \frac{2h \pm x \operatorname{sen} \theta}{v_0 \cos i_C} \\ &= \frac{x \cos \theta}{v_1} - \frac{2h \operatorname{sen} i_C}{v_1 \cos i_C} \mp \frac{x \operatorname{sen} \theta \operatorname{sen} i_C}{v_1 \cos i_C} + \frac{2h}{v_0 \cos i_C} \pm \frac{x \operatorname{sen} \theta}{v_0 \cos i_C} \\ &= x \left[\frac{\cos \theta}{v_1} \mp \frac{\operatorname{sen} \theta \operatorname{sen} i_C}{v_1 \cos i_C} \pm \frac{\operatorname{sen} \theta}{v_0 \cos i_C} \right] + \frac{2h}{\cos i_C} \left[\frac{1}{v_0} - \frac{\operatorname{sen} i_C}{v_1} \right]\end{aligned}\quad (9.6)$$

Resolviendo el segundo término de la ecuación 9.6 y utilizando la ley de Snell para un ángulo de incidencia crítico se tiene:

$$\begin{aligned}\frac{2h}{\cos i_C} \left[\frac{1}{v_0} - \frac{\operatorname{sen} i_C}{v_1} \right] &= \frac{2h}{\cos i_C} \left[\frac{v_1 - v_0 \operatorname{sen} i_C}{v_0 v_1} \right] \\ &= \frac{2h}{\cos i_C} \left[\frac{v_1 - \frac{v_0^2}{v_1}}{v_0 v_1} \right] = \frac{2h}{\cos i_C} \left[\frac{v_1^2 - v_0^2}{v_0 v_1} \right]\end{aligned}\quad (9.7)$$

Por otro lado, utilizando la identidad trigonométrica $\operatorname{sen}^2 i_C + \cos^2 i_C = 1$ y la ley de Snell se tiene:

$$\cos^2 i_C = 1 - \operatorname{sen}^2 i_C = 1 - \frac{v_0^2}{v_1^2} = \frac{v_1^2 - v_0^2}{v_1^2}\quad (9.8)$$

Sustituyendo la ecuación 9.8 en la ecuación 9.7 se tiene:

$$\frac{2h}{\cos i_C} \left[\frac{1}{v_0} - \frac{\operatorname{sen} i_C}{v_1} \right] = \frac{2h}{v_0 \cos i_C} \cos^2 i_C = \frac{2h \cos i_C}{v_0}\quad (9.9)$$

Resolviendo el primer término de la ecuación 9.6 y utilizando la ley de Snell para un ángulo de incidencia crítico se tiene:

$$\begin{aligned}
x \left[\frac{\cos \theta}{v_1} \mp \frac{\text{sen} \theta \text{sen} i_C}{v_1 \cos i_C} \pm \frac{\text{sen} \theta}{v_0 \cos i_C} \right] &= \frac{x \cos \theta \text{sen} i_C}{v_1 \text{sen} i_C} \mp \frac{x \text{sen} \theta \text{sen} i_C}{v_1 \cos i_C} \pm \frac{x \text{sen} \theta}{v_0 \cos i_C} \\
&= \frac{x \cos \theta \text{sen} i_C}{v_1 \text{sen} i_C} + x \text{sen} \theta \left[\pm \frac{1}{v_0 \cos i_C} \mp \frac{\text{sen} i_C}{v_1 \cos i_C} \right] \\
&= \frac{x \cos \theta \text{sen} i_C}{v_1 \text{sen} i_C} + x \text{sen} \theta \left[\frac{\pm v_1 \mp v_0 \text{sen} i_C}{v_0 v_1 \cos i_C} \right] \\
&= \frac{x \cos \theta \text{sen} i_C}{v_1 \text{sen} i_C} + x \text{sen} \theta \left[\frac{\pm v_1 \mp \frac{v_0^2}{v_1}}{v_0 v_1 \cos i_C} \right] \\
&= \frac{x \cos \theta \text{sen} i_C}{v_1 \text{sen} i_C} + x \text{sen} \theta \left[\frac{\pm v_1^2 \mp v_0^2}{v_1 v_0 v_1 \cos i_C} \right]
\end{aligned} \tag{9.10}$$

Por otro lado, utilizando la identidad trigonométrica $\text{sen}^2 i_C + \cos^2 i_C = 1$ y la ley de Snell se tiene:

$$\pm \cos^2 i_C = \pm (1 - \text{sen}^2 i_C) = \pm \left(1 - \frac{v_0^2}{v_1^2} \right) = \pm \left(\frac{v_1^2 - v_0^2}{v_1^2} \right) = \frac{\pm v_1^2 \mp v_0^2}{v_1^2} \tag{9.11}$$

Sustituyendo la ecuación 9.11 en la ecuación 9.10 se tiene:

$$\begin{aligned}
x \left[\frac{\cos \theta}{v_1} \mp \frac{\text{sen} \theta \text{sen} i_C}{v_1 \cos i_C} \pm \frac{\text{sen} \theta}{v_0 \cos i_C} \right] &= \frac{x \cos \theta \text{sen} i_C}{v_1 \text{sen} i_C} \pm \frac{x \text{sen} \theta \cos^2 i_C}{v_0 \cos i_C} \\
&= \frac{x \cos \theta \text{sen} i_C}{v_1 \text{sen} i_C} \pm \frac{x \text{sen} \theta \cos i_C}{v_0} \\
&= \frac{x \cos \theta \text{sen} i_C \pm x \text{sen} \theta \cos i_C}{v_0} \\
&= \frac{x \text{sen} (i_C \pm \theta)}{v_0}
\end{aligned} \tag{9.12}$$

Sustituyendo las ecuaciones 9.12 y 9.9 en la ecuación 9.6 se tiene la ecuación 4.59 (página 48):

$$T_H(x) = \frac{x \text{sen} (i_C \pm \theta)}{v_0} + \frac{2h \cos i_C}{v_0} \tag{9.13}$$

Para el caso particular en que la interfase sea horizontal, ($\theta = 0$), y utilizando la identidad trigonométrica $\text{sen}^2 i_C + \text{cos}^2 i_C = 1$ y la ley de Snell se llega a la ecuación 4.54 (página 46):

$$\begin{aligned}
 T_H(x) &= \frac{x \text{sen} i_C}{v_0} + \frac{2h \text{cos} i_C}{v_0} \\
 &= \frac{xv_0}{v_0v_1} + \frac{2h}{v_0} \left(\frac{v_1^2 - v_0^2}{v_1^2} \right)^{1/2} \\
 &= \frac{x}{v_1} + 2h \left(\frac{v_1^2 - v_0^2}{v_0^2v_1^2} \right)^{1/2} \\
 &= \frac{x}{v_1} + 2h \left(\frac{1}{v_0^2} - \frac{1}{v_1^2} \right)^{1/2} = \frac{x}{v_1} + \tau_1
 \end{aligned}
 \tag{9.14}$$

10

ANEXO II. IMÁGENES DE APOYO.

La siguiente figura muestra una tabla geológica de las Épocas y su duración en millones de años que estuvieron involucradas en la formación de la Cuenca de México. Fue creada a partir de las tablas *PHANEROZOIC and PRECAMBRIAN CHRONOSTRATIGRAPHY* de la *Geological Time Scale Foundation* y *RGB Color Code according to the Commission for the Geological Map of the World (CGMW)*, Paris, France de la CGMW, ambas disponibles en las páginas <https://engineering.purdue.edu/Stratigraphy/charts/chart.html> y <https://engineering.purdue.edu/Stratigraphy/charts/rgb.html> respectivamente.

Era	Periodo	Época	Millones de años
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	0.0118
		Pleistoceno	2.588
	Neógeno	Plioceno	5.333
		Mioceno	23.03
	Paleógeno	Oligoceno	33.9
		Eoceno	56.0
		Paleoceno	66.0 ± 0.05
Mesozoico	Cretácico	Tardío	100.5 ± 0.4

Figura 10.1: Tabla de tiempo geológico mostrando las Épocas involucradas en la formación de la Cuenca de México. (Imagen: Rosado, A.)

La figura mostrada en la siguiente página nos indica el intervalo de susceptibilidad magnética de varias rocas encontradas en la Tierra. Para la presente tesis se tomaron los intervalos para rocas ígneas y sedimentarias para justificar los valores de susceptibilidad magnética de las capas utilizadas en los perfiles magnéticos.

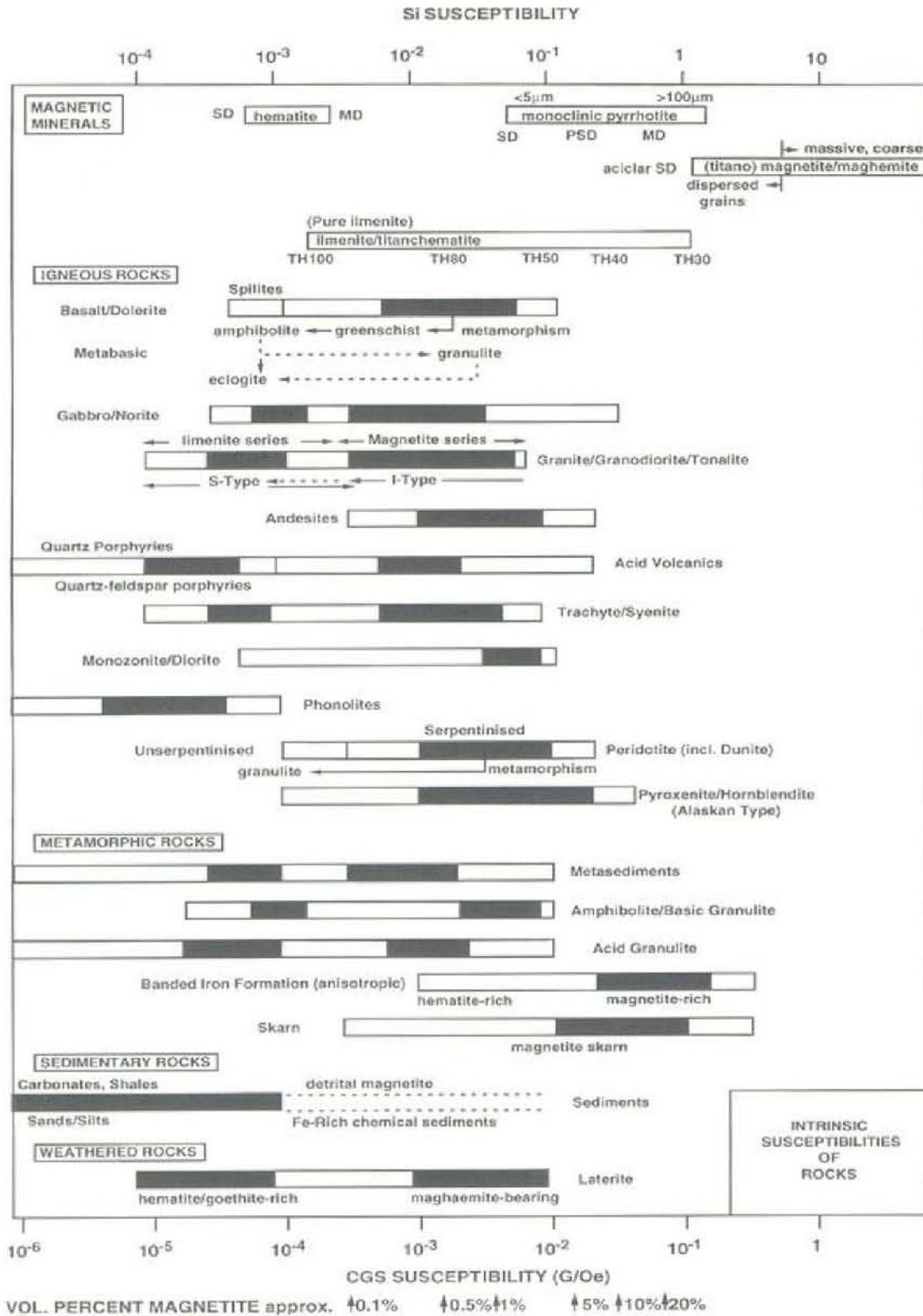
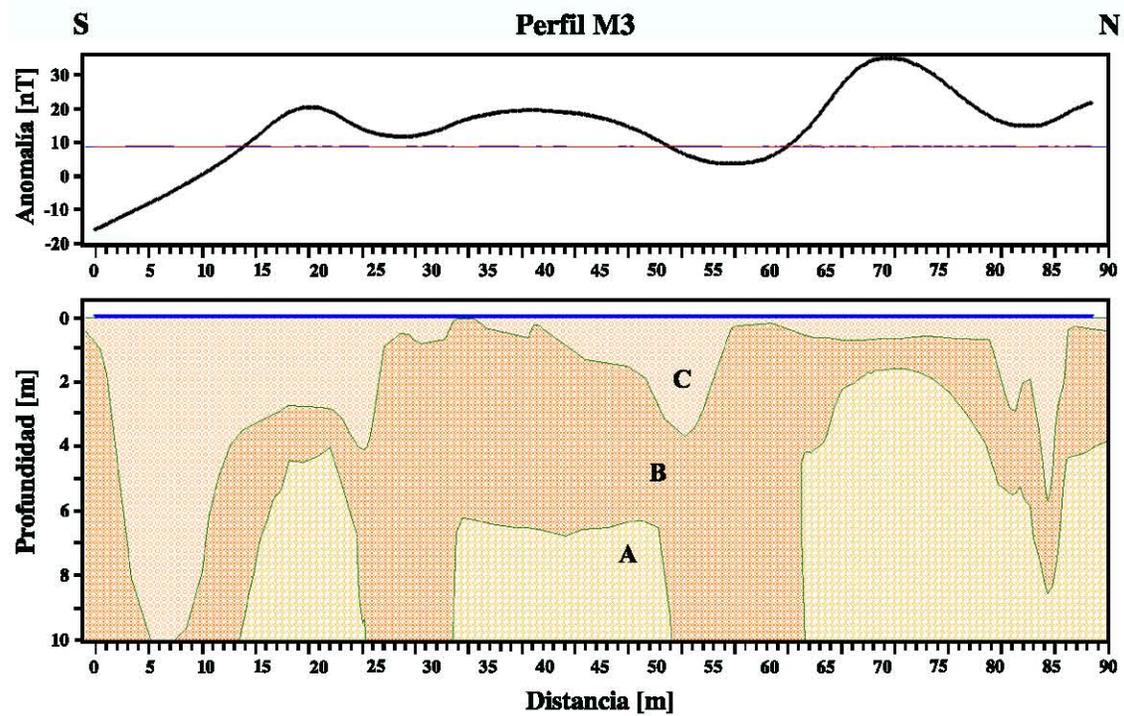
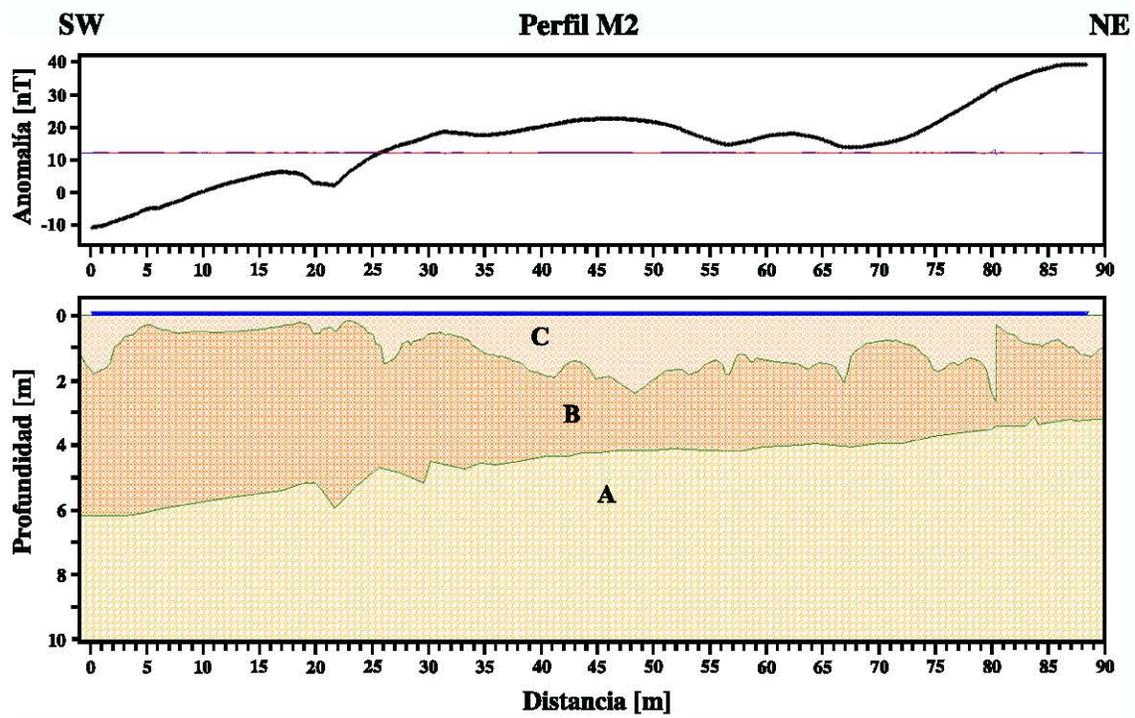


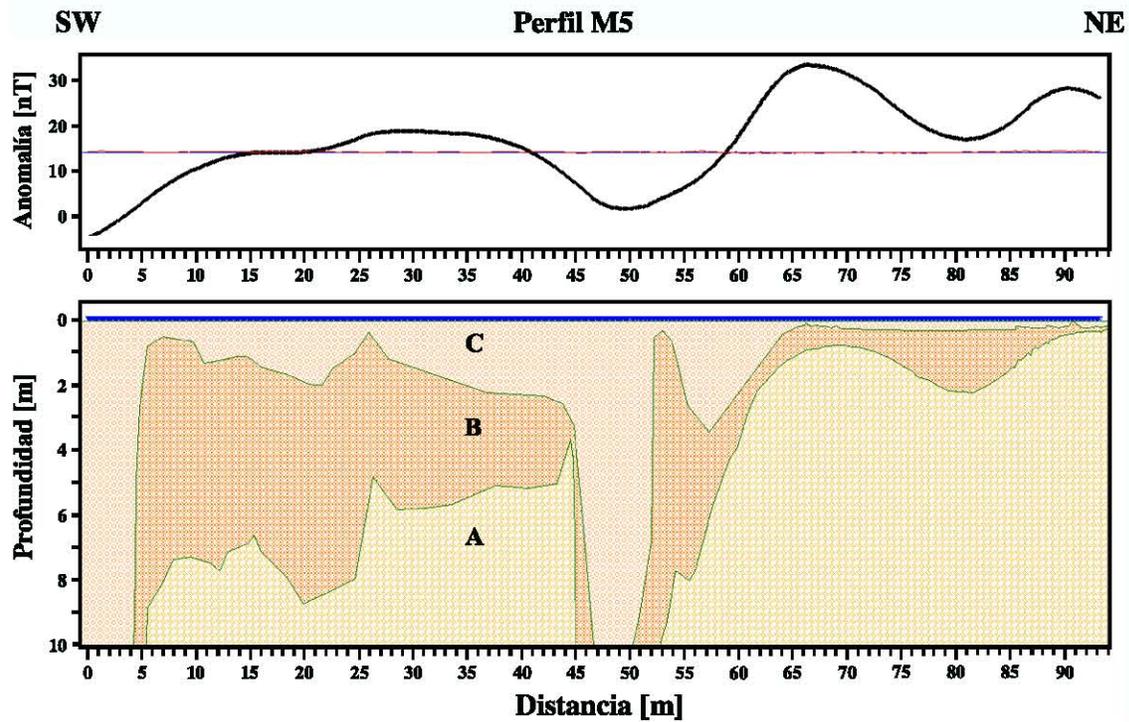
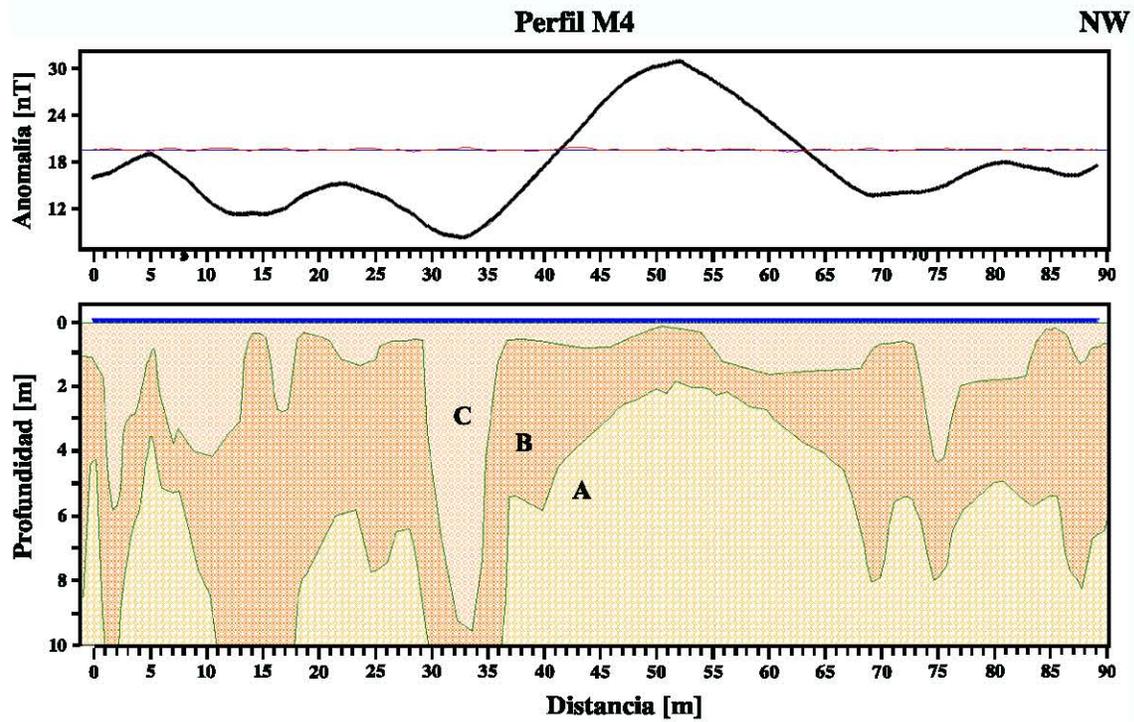
Figura 10.2: Susceptibilidad de las rocas. (Imagen: Tomada de Langel y Hinze, 1998 pág. 259.)

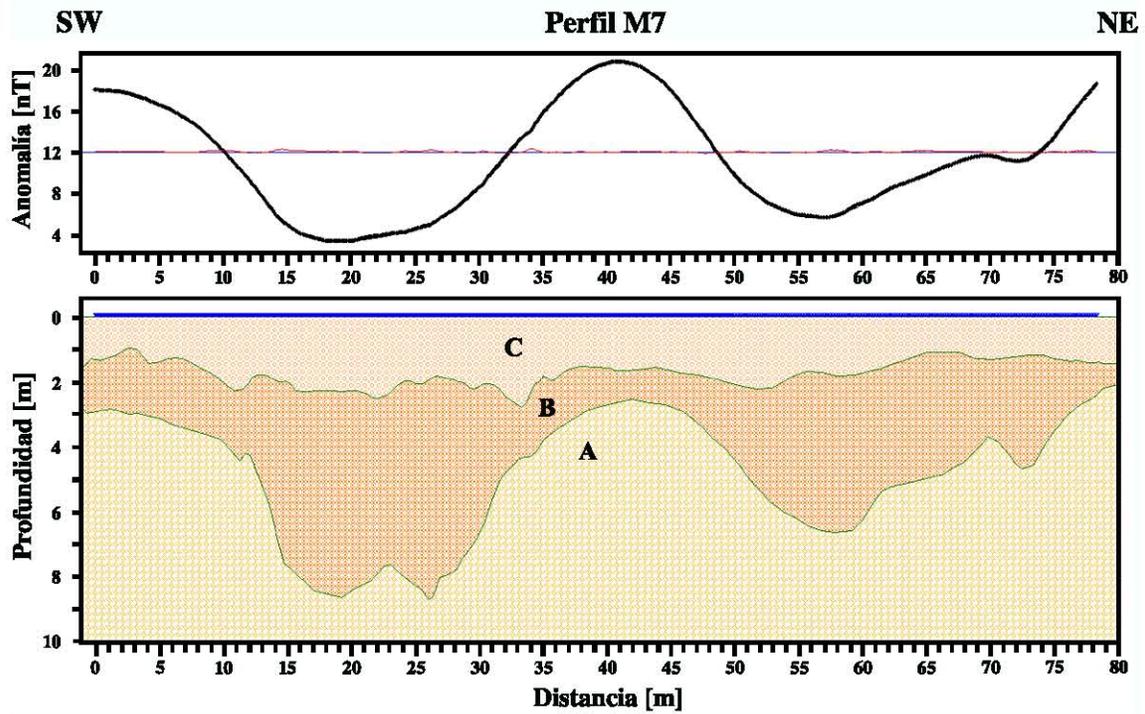
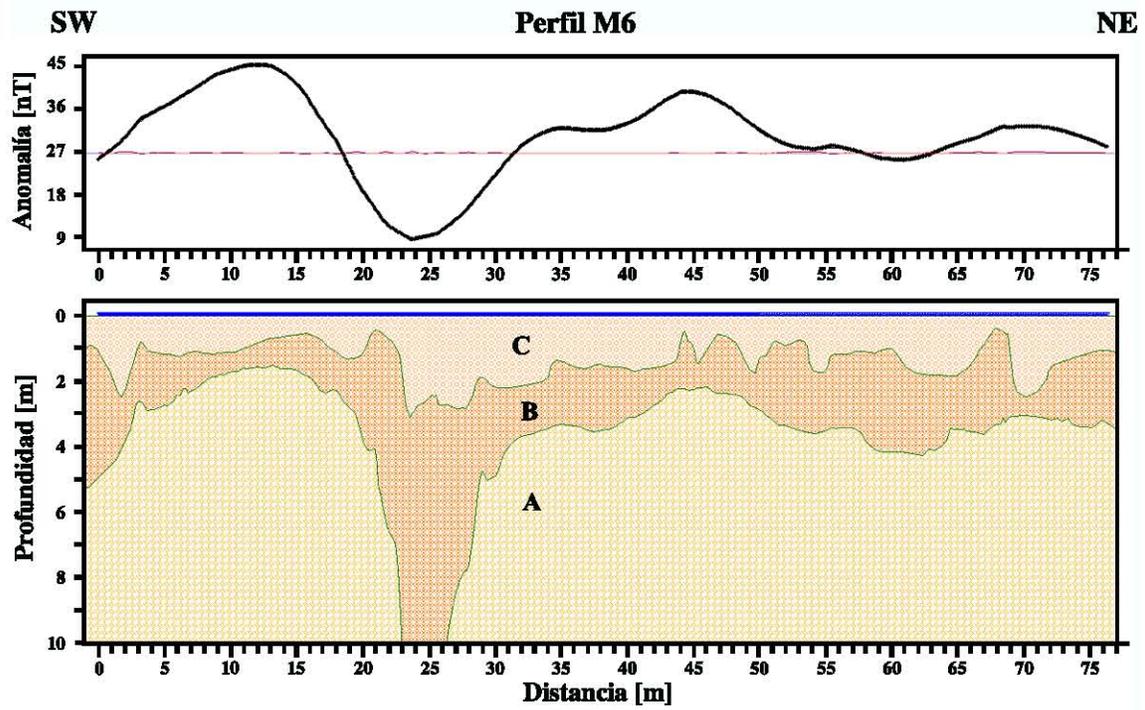
11

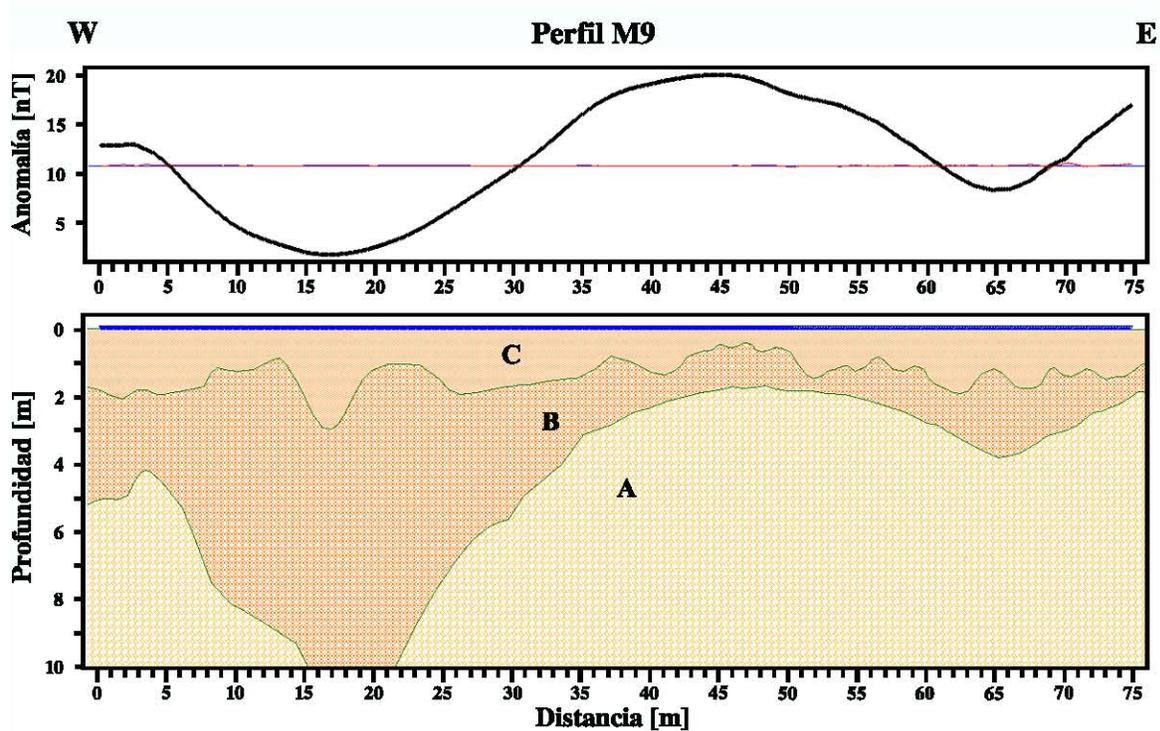
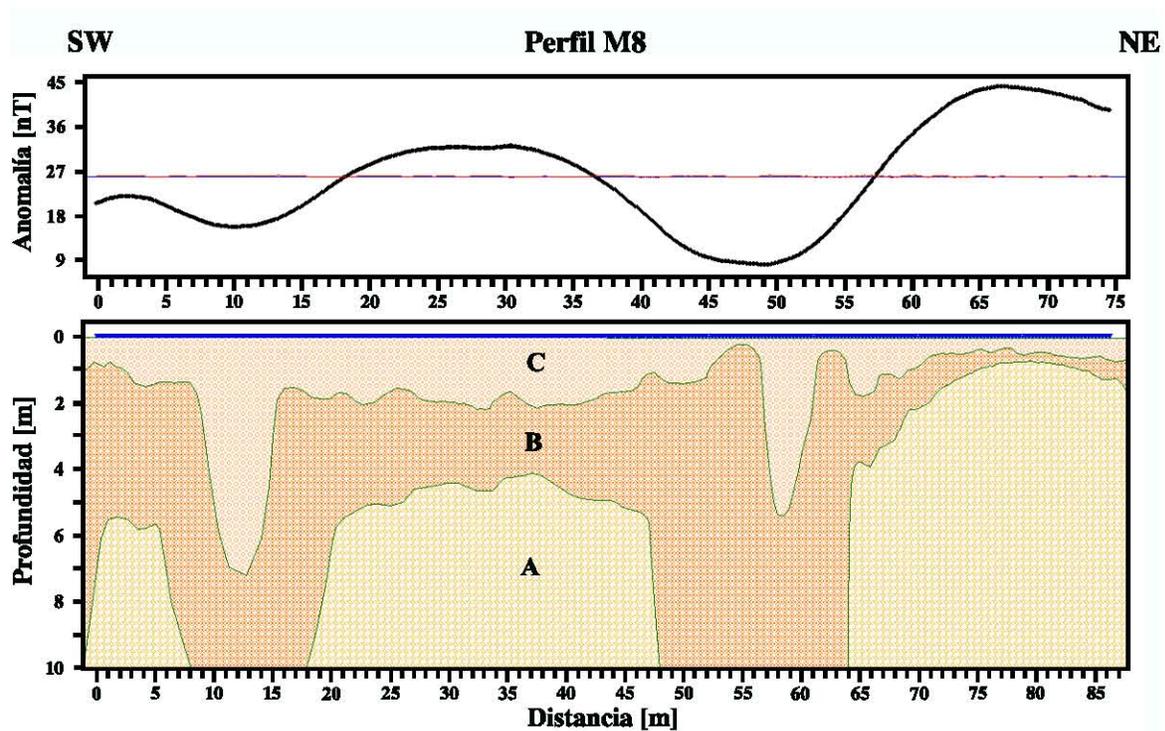
ANEXO III. FIGURAS DE LOS MODELOS MAGNÉTICOS GENERADOS.

En este anexo se muestran los modelos magnéticos generados para cada perfil. En la parte superior de cada figura muestra el comportamiento de la anomalía magnética a lo largo del perfil, la parte inferior de cada figura muestra el modelo de capas cuya respuesta se asemeja más al comportamiento mostrado en la parte superior. La orientación de cada perfil se muestra en los extremos superiores de cada perfil. El error de los modelos nos indica la desviación estandar entre la respuesta de nuestro modelo y lo observado en campo. La línea azul en medio de la parte superior de cada figura indica el error con valor cero, la curva roja sobre de ella muestra el error del modelo de capas generado. Los errores obtenidos para los modelos se muestran en la tabla 7.1 página 93. Los modelos están compuestos por tres capas (A, B y C) cada una con una susceptibilidad diferente. La susceptibilidad de la capa más profunda, capa A, es de 5.667×10^{-3} ; el valor para la capa intermedia, capa B, es de 6.3×10^{-5} y el valor de la capa más superficial, capa C, es de 1.2×10^{-5} .









Referencias

- Aerona (2012). Refraction Seismology. Diapositivas. Recuperado el 7 de febrero de 2013.
- Alcocer, J. y Williams, W. D. (1996). Historical and recent changes in Lake Texcoco, a saline lake in Mexico. *International Journal of Salt Lake Research*, 5(1):45–61.
- Arciniega-Ceballos, A., Hernandez-Quintero, E., Cabral-Cano, E., Morett-Alatorre, L., Diaz-Molina, O., Soler-Arechalde, A., y Chavez-Segura, R. (2009). Shallow geophysical survey at the archaeological site of San Miguel Tocuila, Basin of Mexico. *Journal of Archaeological Science*, 36(6):1199–1205.
- Barba, L. (1985). El estudio de sitios arqueológicos enterrados desde la superficie. *Anales de Antropología*, 22(1):115–132.
- Barba, L. (1990). *Radiografía de un sitio arqueológico*. UNAM, México D.F., México, 1a edición.
- Barba, L., Ortíz, A., y Blancas, J. (2009). Estudio geofísico del Montículo 20. Comparación metodológica y comprobación mediante excavación. En *La Gente de la Ciénega en Tiempos Antiguos: La Historia de Santa Cruz Atizapán*, capítulo IV, págs. 81–101. El Colegio Mexiquense / UNAM, Estado de México, México, 1a edición.
- Batayneh, A. T. (2011). Archaeogeophysics-archaeological prospection - A mini review. *Journal of King Saud University - Science*, 23(1):83–89.
- Cardarelli, E. y de Nardis, R. (2001). Seismic refraction, isotropic anisotropic seismic tomography on an ancient monument (Antonino and Faustina temple AD 141). *Geophysical Prospecting*, 49(2):228–240.
- Cardarelli, E. y Di Filippo, G. (2009). Integrated geophysical methods for the characterization of an archaeological site (Massenzio Basilica - Roman forum, Rome, Italy). *Journal of Applied Geophysics*, 68(4):508–521.
- David, A. y Linford, N. (2000). Physics and archaeology. *Physics World*, 13(5):27–31.
- DOSSIER (2001). Primeros Pobladores. *Arqueología Mexicana*, IX(52):28–57.
- DOSSIER (2004). Lagos del Valle de México. *Arqueología Mexicana*, XII(68):18–65.
- DOSSIER (2007). La Cuenca de México. *Arqueología Mexicana*, XV(86):26–71.

- ENAH, editor (2006). Escuela Nacional de Antropología e Historia e Instituto Nacional de Antropología e Historia. *Guía de estudio para el ingreso a las licenciaturas*. Consejo Nacional para la Cultura y las Artes (CONACULTA) / Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH), México D.F., México.
- Encom (2013). *Encom Discover PATM 2013 Users Guide*. Pitney Bowes Software Pty Ltd, Sydney, Australia.
- Estrella, H. F., Soto, M. C., y Lomnitz, C. (2009). RESPUESTA SÍSMICA EN EL LAGO DE TEXCOCO. RESULTADOS A PARTIR DE REGISTROS DE MOVIMIENTOS FUERTES. *Revista de Ingeniería Sísmica*, (81):37–51.
- Forte, E. y Pipan, M. (2008). Integrated seismic tomography and ground-penetrating radar (GPR) for high-resolution study of burial mounds (tumuli). *Journal of Archaeological Science*, 35(9):2614–2623.
- Fowler, G. N. (1967). Physics in archaeology. *Physics Education*, 2(2):65–73.
- García-Rosales, G., Odoñez-Regil, E., Córdoba, L., y Tenorio, D. (2004). Uranium series dating applied to mammoth bones from the valley of Mexico. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 261(3):501–505.
- Garrison, E. G. (2001). Physics and Archaeology. *Physics Today*, 54(10):32–36.
- Glascock, M. D. (2008). ARCHAEOOMETRY. En in Chief: Deborah M. Pearsall, E., editor, *Encyclopedia of Archaeology*, págs. 489–494. Academic Press, New York, USA, 1a edición.
- GM-SYS (2004). *GM-SYS Gravity / Magnetic Modeling Software. Users Guide version 4.9*. Northwestern Geophysical Associates, Inc., Corvallis, Oregon.
- Gonzalez, S., Huddart, D., Morett-Alatorre, L., Arroyo-Cabrales, J., y Polaco, O. J. (2001). Mammoths, volcanism and early humans in the basin of Mexico during the Late Pleistocene/Early Holocene. En *The World of Elephants*, págs. 704–706, Rome. 1st International Congress.
- González de León, T., Kalach, A., Cordero, J., Lipkau, G., Celorio, G., Ricalde, H., Quadri de la Torre, G., Palomar, J., Vázquez, E., y Futura Desarrollo Urbano (2010). *México. Ciudad Futura*. Block / Editorial RM, Madrid, España, 1a edición.
- González, S., Alatorre, L. M., Huddart, D., y Arroyo-Cabrales, J. (2006). Mammoths from the Basin of Mexico: Stratigraphy and Radiocarbon Dating. En *Primer Simposio Internacional: El hombre temprano en América y sus implicaciones en el poblamiento de la cuenca de México*, number 500 in Colección Científica: Serie Antropología Física, págs. 263–274, México. Coordinado por José Concepción Jiménez López, Silvia González, José Antonio Pompa y Padilla y Francisco Ortiz Pedraza, Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH).
- Griem-Klee, S. (2013). Métodos sísmicos. En línea.
- Griffiths, D. J. (1999). *Introduction to Electrodynamics*. Prentice Hall, New Jersey, USA, 3a edición.
- GSM19 (2012). *Overhauser*. GEM Systems Advanced Magnetometers.

- GSM19T (2009). *Proton Precession*. GEM Systems Advanced Magnetometers.
- Herrera, J. (2011). Conceptos básicos de la arqueología y la antropología.
- Iheme, L. (2011). Frequency Domain Bandpass Filtering for Image Processing. Diapositivas. Recuperado el 13 de noviembre de 2013.
- INAH (2013). Instituto Nacional de Antropología e Historia. *Rescatan entierros prehispánicos al poniente del DF*. Comunicado de prensa.
- INEGI (2011). Instituto Nacional de Estadística y Geografía. *Cuaderno Estadístico de la Zona Metropolitana del Valle de México*.
- Jarquín, M. T. y Herrejón Peredo, C. (2002). *Breve historia del Estado de México*. Fondo de Cultura Económica, México D.F., México, 1a edición.
- Langel, R. A. y Hinze, W. J. (1998). *The magnetic field of the Earth's lithosphere: the satellite perspective*. Cambridge University Press, USA, 1a edición.
- Linford, N. (2006). The application of geophysical methods to archaeological prospection. *Reports on progress in Physics*, 69(7):2205–2257.
- López, J. C. J., Flores, R. H., Sosa, G. M., y Arteaga, G. S. (2006). La Mujer del Peñón III. En *Primer Simposio Internacional: El hombre temprano en América y sus implicaciones en el poblamiento de la cuenca de México*, number 500 in Colección Científica: Serie Antropología Física, págs. 49–66, México. coordinado por José Concepción Jiménez López, Silvia González, José Antonio Pompa y Padilla y Francisco Ortiz Pedraza, Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH).
- Lozano-García, M. y Ortega-Guerrero, B. (1998). Late Quaternary environmental changes of the central part of the Basin of Mexico; correlation between Texcoco and Chalco basins. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 99(2):77–93.
- Manzanilla, L. y Barba, L. (2003). *LA ARQUEOLOGÍA: Una Visión Científica Del Pasado Del Hombre*, volumen 123 de *La Ciencia Para Todos*. Fondo de Cultura Económica, México D.F., México, 3a edición.
- Milsom, J. (2003). *Field Geophysics*, volumen 25 de *The Geological Field Guide Series*. John Wiley & Sons, Inglaterra.
- Mooser, F., Nairn, A. E. M., y Negendank, J. F. W. (1974). Palaeomagnetic investigations of the tertiary and quaternary igneous rocks: VIII a palaeomagnetic and petrologic study of volcanics of the valley of Mexico. *Geologische Rundschau*, 63(2):451–483.
- Morett Alatorre, L. y Cabrales, J. (2003). *El Yacimiento Paleontológico de Tocuila*. Imprenta Universitaria de la Universidad Autónoma Chapingo, Estado de México, México.
- Obermann, A. (2012). Part I: Seismic Refraction. Diapositivas. Recuperado el 7 de febrero de 2013.
- Padilla y Sánchez, R. (1989). Geology and tectonics of the basin of Mexico and their relationship with the damage caused by the earthquakes of September 1985. *International Journal of Mining and Geological Engineering*, 7(1):17–28.

- Parsons, J. R. (1971). *Prehistoric Settlement Patterns in the Texcoco Region, Mexico*, volumen No. 3 de *Memoirs of the Museum of Anthropology, University of Michigan*. Ann Arbor, USA.
- Polymenakos, L., Papamarinopoulos, S., Miltiadou, A., y Charkiolakis, N. (2005). Investigation of the foundations of a Byzantine church by three-dimensional seismic tomography. *Journal of applied geophysics*, 57(2):81–93.
- Pompa y Padilla, J. A. (2006). Los antiguos pobladores de México: evidencia osteológica. En *Primer Simposio Internacional: El hombre temprano en América y sus implicaciones en el poblamiento de la cuenca de México*, number 500 in Colección Científica: Serie Antropología Física, págs. 17–22, México. Coordinado por José Concepción Jiménez López, Silvia González, José Antonio Pompa y Padilla y Francisco Ortiz Pedraza, Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH).
- Rosado, A. (2011). Notas personales del Diplomado en Arqueometría. Instituto de Investigaciones Antropológicas.
- Rosas, A. (2006). Manuel González: la pasión de un Presidente (la Hacienda de Chapingo). En línea.
- Sarris, A. (2008). Remote Sensing Approaches/Geophysical. En in Chief: Deborah M. Pearsall, E., editor, *Encyclopedia of Archaeology*, págs. 1912–1921. Academic Press, New York, USA, 1a edición.
- SeisImager (2009). *SeisImager / 2DTM Manual version 3.3*. Geometrics, Inc.
- Sharma, P. V. (1978). *Geophysical methods in geology*. Elsevier Scientific Publishing Company, USA.
- Siebe, C., Schaaf, P., y Urrutia-Fucugauchi, J. (1999). Mammoth bones embedded in a late Pleistocene lahar from Popocatepetl volcano, near Tocuila, central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111(10):1550–1562.
- STC (2013). Sistema de Transporte Colectivo - Metro *Arqueología en el Metro*. En línea.
- Stein, S. y Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Blackwell Publishing, Singapore, 1a edición.
- StrataVisor (2012). *StrataVisorTM NZXP Exploration Seismograph*. Geometrics.
- Surfer (2002). *Surfer User's Guide: Counting and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers*. Golden Software, Inc., Colorado, USA.
- Talwani, M. (1965). COMPUTATION WITH THE HELP OF A DIGITAL COMPUTER OF MAGNETIC ANOMALIES CAUSED BY BODIES OF ARBITRARY SHAPE. *Geophysics*, XXX(5):797–817.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., y Keys, D. A. (1978). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, USA.
- Tlalnepantla (2013). Tlalnepantla: Archivo Histórico Gustavo Baz Prada. *Tlalnepantla en Tiempos Prehistóricos*. En línea.
- Vincent, O. y Folorunso, O. (2009). A Descriptive Algorithm for Sobel Image Edge Detection. En *Proceedings of Informing Science & IT Education Conference (InSITE)*, págs. 97–107.