



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL

Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral
Regional, Unidad Oaxaca

Maestría en Ciencias en Conservación y Aprovechamiento de
Recursos Naturales (Ingeniería)

***PROSPECCIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS EN LOS VALLES
CENTRALES DE OAXACA A PARTIR DE LOS MÉTODOS
GEOFÍSICOS DE GRAVIMETRÍA, MAGNETOMETRÍA Y
RESISTIVIDAD ELÉCTRICA***

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA

HERNÁNDEZ SÁNCHEZ ROSA ISABEL

DIRECTORES:

**Dr. Salvador Isidro Belmonte Jiménez
M.C María de los Ángeles Ladrón de Guevara Torres**



INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL SECRETARIA DE INVESTIGACION Y POSGRADO

ACTA DE REVISION DE TESIS

En la Ciudad de Oaxaca de Juárez siendo las 13:00 horas del día 03 del mes de diciembre del 2015 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de Tesis designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación del **Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional, Unidad Oaxaca**

(CIIDIR-OAXACA) para examinar la tesis de grado titulada: "Prospección de aguas subterráneas en los Valles Centrales de Oaxaca a partir de los métodos geofísicos de gravimetría, magnetometría y resistividad eléctrica"

Presentado por el alumno:

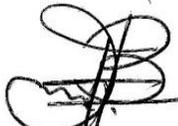
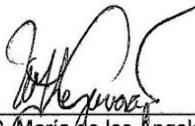
Hernández Apellido paterno	Sánchez materno	Rosa Isabel nombre(s)
Con registro: B 1 3 0 1 5 8		

aspirante al grado de: **MAESTRÍA EN CIENCIAS EN CONSERVACIÓN Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS NATURALES**

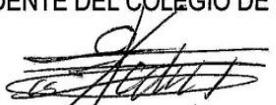
Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **SU APROBACION DE LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

LA COMISIÓN REVISORA

Directores de tesis

 Dr. Salvador Isidro Belmonte Jiménez	 M. en C. María de los Angeles Ladrón de Guevara Torres
 Dr. Pedro Montes García	 Dr. Francisco Castellanos León
 Dr. Juan Alejandro Vazquez Feijoo	

PRESIDENTE DEL COLEGIO DE PROFESORES


Dr. José Rodolfo Martínez y Cárdenas



CENTRO INTERDISCIPLINARIO
DE INVESTIGACION PARA EL
DESARROLLO INTEGRAL REGIONAL
C.I.I.D.I.R.
UNIDAD OAXACA
I.P.N.



INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO

CARTA CESION DE DERECHOS

En la Ciudad de Oaxaca de Juárez el día 03 del mes de diciembre del año 2015, el (la) que suscribe Hernández Sánchez Rosa Isabel, alumno (a) del Programa de **MAESTRÍA EN CIENCIAS EN CONSERVACIÓN Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS NATURALES** con número de registro B130158, adscrito al Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional, Unidad Oaxaca, manifiesta que es autor (a) intelectual del presente trabajo de Tesis bajo la dirección del Dr. Salvador Isidro Belmonte Jiménez y la M en C. María de los Ángeles Ladrón de Guevara Torres y cede los derechos del trabajo titulado: "Prospección de aguas subterráneas en los Valles Centrales de Oaxaca a partir de los métodos geofísicos de gravimetría, magnetometría y resistividad eléctrica", al Instituto Politécnico Nacional para su difusión, con fines académicos y de investigación.

Los usuarios de la información no deben reproducir el contenido textual, gráficas o datos del trabajo sin el permiso expreso del autor y/o director del trabajo. Este puede ser obtenido escribiendo a la siguiente dirección **Calle Hornos 1003, Santa Cruz Xoxocotlán, Oaxaca**, e-mail: posgradoax@ipn.mx ó rosita_hdz@hotmail.com Si el permiso se otorga, el usuario deberá dar el agradecimiento correspondiente y citar la fuente del mismo.


Hernández Sánchez Rosa Isabel



DEDICATORIA

A Dios, por permitirme terminar esta etapa, quien ha sido mi fortaleza en los momentos difíciles y sobre todo en lo distintos acontecimientos que a nivel personal y familiar acontecieron en el transcurso de estos dos años estudios.

A mi hija María Renée, por su comprensión y paciencia en mis momentos de ausencia, quien ha su corta edad ha sido mi mejor porrista y por ser el motor que me ha impulsado desde que llego a mi vida.

A mis padres René y Rosa, por creer en mí, por el esfuerzo de hacer de mí una mejor persona cada día y apoyarme de todas las formas posibles en cada decisión que tomo en la vida.

A mis hermanos René y César, por su cariño, presencia, críticas e indiscutible apoyo en los momentos buenos y no tan buenos de mi vida. A mis sobrinas Itamar y Valeria, por enseñarme la verdadera fortaleza ante los retos de la vida.

Y por último, y de manera especial a mi cuñada Mayra Ivette García Lara.

AGRADECIMIENTOS

Al **Instituto Politécnico Nacional** por aceptarme dentro de su programas de posgrado a través del **Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional** , Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología** por las facilidades otorgadas a través de su sistema de becas.

Al Honorable Comité tutorial y Jurado de Tesis integrado por el **Dr. Juan Alejandro Vazquez Feijoo** por el conocimiento transmitido en clase, **Dr. Francisco Castellanos León**, por el conocimiento transmitido en clase, por su paciencia al resolver las dudas y la confianza otorgada a mi persona, **Dr. Pedro Montes García**, por el tiempo dedicado a la revisión del documento , por las recomendaciones y sugerencias realizadas para el mejoramiento del presente estudio.

A mis directores de Tesis **M. en C. María de los Ángeles Ladrón de Guevara Torres**, por los aportes realizados durante el desarrollo de la investigación, y especialmente agradezco al **Dr. Salvador Isidro Belmonte Jiménez** el tiempo dedicado con paciencia y ánimo durante la realización de este proyecto, por la confianza, apoyo y amistad brindada.

A mis amigos y compañeros de la maestría especialmente a Monse (compañera de batalla y aventuras) a Manuel, Memo, Fabián, Laurita, Ale, Anita, por cada sonrisa, platicas, apoyo académico, por cada abrazo sincero y palabras de ánimo otorgados durante este proceso.

Con mucho cariño Rossy

Resumen

En la presente investigación se obtuvo la estructura geológica del subsuelo a una profundidad de 1500 m de un área de los valles Centrales de Oaxaca, cubriendo una extensión aproximada de 4083.9 Km², con la finalidad de determinar zonas de recarga a la secuencia de roca sedimentaria en relación con los suelos húmedos y lineamientos geológicos.

Con este propósito se determinaron los suelos húmedos y no húmedos, usando imágenes del satélite Landsat 8, se obtuvo el modelo geológico- geofísico de cinco perfiles gravimétricos y magnéticos trazados en los mapas de anomalía residual, éstos se modelaron de manera conjunta a través de la modelación directa utilizando el Software GM-SYS de Geosoft (1998).

Para inferir la geometría de la cima de la secuencia de roca sedimentaria, se procesaron 30 sondeos eléctricos verticales cuya interpretación también indica el comportamiento del acuífero granular.

De acuerdo con el modelo geológico obtenido se puede inferir que la presencia de las fallas interpretadas en los perfiles favorece la infiltración del agua hacia el subsuelo, haciendo que la secuencia de roca sedimentaria pueda potencialmente almacenar y transmitir agua subterránea.

Se propone hacer una perforación exploratoria a una profundidad de 800m en el área de San Agustín de las Juntas, San Antonio de la Cal y San Sebastián Tutla como posibles zonas de exploración para atravesar la secuencia de roca sedimentaria hasta la cima del basamento metamórfico, y evaluar las posibilidades de existencia del vital líquido.

Palabras Clave: estructura geológica, imágenes satelitales, perfiles gravimétricos magnéticos, agua subterránea

Abstract

The present investigation explain about the subsurface geological structure that was obtained at a depth of 1500 m in an area of the central valleys of Oaxaca, covering an area of approximately 4083.9 km², in order to determine the recharge areas of sedimentary rock sequence relationship with moist soil and geological guidelines.

For this purpose damp and not wet soils were determined using satellite images Landsat 8, the geological-geophysical model five gravity and magnetic profiles plotted on maps of residual anomalies were obtained, they were modeled together via the direct modeling using the GM-SYS Geosoft Software (1998).

To infer the geometry of the top of the sequence of sedimentary rock, 30 vertical electrical soundings processed whose interpretation also shows the behavior of granular aquifer. According to the obtained geological model one can infer the presence of faults interpreted profiles favors water infiltration into the soil, causing the sequence of sedimentary rock can potentially store and transmit groundwater.

It is proposed to make an exploratory drilling to a depth of 800m in the area of San Agustin de las Juntas, San Antonio de la Cal and San Sebastian Tutla as potential areas of exploration through the sequence of sedimentary rock to the top of metamorphic basement, and assess the possibilities of existence of the vital liquid.

Keywords: geological structure, satellite images, magnetic gravimetric profiles, groundwater

CONTENIDO

CAPÍTULO 1	PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN.....	13
1.1	INTRODUCCIÓN.....	13
1.2	PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	16
1.3	JUSTIFICACIÓN.....	18
1.4	ANTECEDENTES.....	19
1.5	OBJETIVOS.....	24
1.5.1	Objetivo general.....	24
1.5.2	Objetivos específicos.....	24
1.6	HIPÓTESIS.....	24
CAPÍTULO 2	MARCO REFERENCIAL.....	25
2.1	PERCEPCIÓN REMOTA.....	25
2.1.1	Corrección Geométrica.....	28
2.1.2	Corrección Radiométrica.....	28
2.1.3	Corrección Atmosférica.....	31
2.1.4	Corrección Topográfica.....	31
2.1.5	Procesamiento digital de imágenes.....	33
2.2	MÉTODOS GEOFÍSICOS.....	35

2.2.1 Gravimetría	37
2.2.1.1 Superficies equipotenciales de la tierra	39
2.2.1.2 El geoide, elipsoide y superficie topográfica.....	39
2.2.1.3 Procesado de datos gravimétricos	41
2.2.1.3.1 Corrección por Latitud	42
2.2.1.3.2 Corrección por Altitud	43
2.2.1.4 Anomalías gravimétricas	48
2.2.1.4.1 Anomalía de Bouguer	49
2.2.1.4.2 Separación de anomalías regional y residual	50
2.2.2 Magnetometría.....	51
2.2.2.1 Fuerza entre polos magnéticos	51
2.2.2.2 Campo Magnético	52
2.2.2.3 La Susceptibilidad magnética	54
2.2.2.4 Campo Geomagnético de Referencia Internacional	55
2.2.2.5 Prospección Magnética	57
2.2.2.6 Correcciones magnetométricas	58
2.3 MODELADO GEOFÍSICO.....	61
2.3.1 Modelado conjunto directo	62
2.4 Resistividad Eléctrica	63
2.4.1 Método de las equipotenciales	67
2.4.2 Método de resistividad	68

2.4.3 Tipos de curvas geoelectricas	70
CAPITULO 3 METODOLOGÍA.....	73
3.1 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	73
3.2 CONOCIMIENTO GEOLÓGICO DE LA ZONA.....	75
3.3 ANÁLISIS DE IMÁGENES SATELITALES	76
3.2.1 Obtención y Corrección de Imágenes Satelitales Landsat 8.....	77
3.2.2 Identificación de suelos secos y húmedos.....	78
3.3 MÉTODOS GEOFÍSICOS.....	79
3.3.1 Gravimetría	79
3.3.2 Magnetometría.....	80
3.3.3 Modelado conjunto de datos gravimétricos y magnéticos.....	80
3.3.4. Resistividad Eléctrica.....	82
CAPITULO 4 ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	83
4.1 RESULTADOS.....	83
4.1.1 Caracterización geológica y estructural del área de estudio.....	83
4.1.2 Análisis de Imágenes Satelitales	85
4.1.3 Gravimetría	91
4.1.4 Magnetometría.....	96
4.1.5 Modelado directo conjunto en 2 ½ dimensiones.....	100
4.1.6 Resistividad Eléctrica (Sondeos Eléctricos Verticales)	113

CAPÍTULO 5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	118
5.1 CONCLUSIONES	118
5.2 RECOMENDACIONES	119
BIBLIOGRAFÍA	120

LISTA DE FIGURAS

FIGURA.- 1	ESQUEMA DE FLUJO DE TRABAJO PARA LA CORRECCIÓN DE IMÁGENES LANDSAT.....	27
FIGURA.- 2	ESQUEMA DE MÉTODOS GEOFÍSICOS DE EXPLORACIÓN Y LAS PROPIEDADES FÍSICAS ASOCIADAS	36
FIGURA.- 3	FUERZA DE ATRACCIÓN ENTRE DOS MASAS.....	37
FIGURA.- 4	IMAGEN QUE MUESTRA EL ELIPSOIDE, GEOIDE Y LA SUPERFICIE TOPOGRÁFICA. MODIFICADA DE (LI Y GÖTZE, 2001).....	41
FIGURA.- 5	ESQUEMA DEL PROCESADO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS	42
FIGURA.- 6	IMAGEN QUE MUESTRA LAS ALTURAS DE GEOIDE (ELEVACIÓN) H Y DE ELIPSOIDE H RESPECTO A LA SUPERFICIE TOPOGRÁFICA	44
FIGURA.- 7	LOSA INFINITA USADA PARA CORREGIR EL EXCESO DE MASA BAJO EL PUNTO B (BURGER, 1992).....	46
FIGURA.- 8	UN EJEMPLO DE CORRECCIÓN DE TERRENO REQUIERE UN REGIÓN X Y Y DEBIDO A LA NATURAL SIMPLICIDAD DE LA CORRECCIÓN DE BOUGUER APLICADA EN EL PUNTO B(BURGER, 1992).....	47
FIGURA.- 9	PLANTILLA DE HAMMER (BURGER, 1992).....	48
FIGURA.- 10	EJEMPLO DE ANOMALÍAS REGIONAL Y RESIDUAL	50
FIGURA.- 11	REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LOS ELEMENTOS MAGNÉTICOS DEL CAMPO MAGNÉTICO DE LA TIERRA.....	52
FIGURA.- 12	REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DEL DIPOLO GEOMAGNÉTICO.....	57
FIGURA.- 13	ESQUEMA PARA LA CORRECCIÓN DE DATOS MAGNÉTICOS	59

FIGURA.- 14 LA RESISTIVIDAD DE UN MATERIAL.....	63
FIGURA.- 15 DISEÑO DEL EQUIPO DE CAMPO	65
FIGURA.- 16 ARREGLOS O DISPOSICIONES ELECTRÓDICAS DISEÑADAS Y CON UN K DIFERENTE.....	67
FIGURA.- 17 REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LA OBTENCIÓN DE LA RESISTIVIDAD ELÉCTRICA DEL SUELO UTILIZANDO LA CONFIGURACIÓN SCHLUMBERGER CON APERTURAS CRECIENTES DE ELECTRODOS MANTENIENDO EL PUNTO DE SONDEO FIJO AL CENTRO	68
FIGURA.- 18 MODELO DE SUBSUELO DE DOS CAPAS GEOELÉCTRICAS.....	69
FIGURA.- 19 CORTES GEOELÉCTRICOS QUE MUESTRAN EL TIPO DE CURVA DE ACUERDO A LOS VALORES DE RESISTIVIDAD.....	71
FIGURA.- 20 INTERPRETACIÓN DE UN CORTE GEOELÉCTRICO, A PARTIR DE UNA CURVA DE RESISTIVIDAD APARENTE	72
FIGURA.- 21 MAPA DE LOS VALLES CENTRALES DE OAXACA, EL CUADRO ROJO INDICA EL ÁREA DE ESTUDIO CON UNA EXTENSIÓN APROXIMADA DE 4083 Km ²	73
FIGURA.- 22 DIAGRAMA DE LA METODOLOGÍA USADA PARA LA PROSPECCIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS.....	74
FIGURA.- 23 MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO EN ESTA REGIÓN SE ENCUENTRAN LOS TERRENOS ZAPOTECO (OAXACA) Y CUICATECO (JUÁREZ), EL LÍMITE ENTRE ESTOS LO CONFORMAN LA FALLA DE OAXACA.....	75
FIGURA.- 24 METODOLOGÍA PARA LA OBTENCIÓN DE SUELOS HÚMEDOS Y NO HÚMEDOS UTILIZANDO IMÁGENES DE SATÉLITES LANDSAT 8. FUENTE: PROPIA.....	76

FIGURA.- 25 ESQUEMA DEL PROCESO DE MODELIZACIÓN GRAVIMÉTRICA. ESTE ESQUEMA ES APLICABLE A CUALQUIER SOFTWARE, AUNQUE EN ESTE PROYECTO SE HA UTILIZADO EL GMSYS (MODIFICADO DE AYALA, 2009)	81
FIGURA.- 26 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL ÁREA DE ESTUDIO. SE OBSERVA LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS ZONAS CON MAYOR LINEAMIENTOS ESTRUCTURALES COMO FALLAS Y FRACTURAS ENCONTRÁNDOSE AL OESTE Y NORTE DEL ÁREA DE ESTUDIO.	84
FIGURA.- 27 IMAGEN LANDSAT 8, COMBINACIÓN COLOR NATURAL (4,3,2), EL RECUADRO ROJO MUESTRA EL ÁREA DE ESTUDIO.	85
FIGURA.- 28 COMBINACIÓN DE BANDAS RGB (7,5,2), UTILIZANDO SWIR COMO ROJO, NIR COMO VERDE Y AZUL PROFUNDO COMO EL AZUL, PARA REALIZAR UN CONTRASTE YA QUE LA BANDA 7 (WRS1) IDENTIFICA LOS SUELOS HÚMEDOS.....	86
FIGURA.- 29 FIRMAS ESPECTRALES PARA CADA CAMPO DE ENTRENAMIENTO; VEGETACIÓN (AMARILLO), CUERPOS DE AGUA (AZUL), ZONA URBANA (LILA) Y SUELOS HÚMEDOS (ROSA)	87
FIGURA.- 30 CLASIFICACIÓN SUPERVISADA, SE OBSERVA LA VEGETACIÓN (VERDE), CUERPOS DE AGUA (ROJO), ZONA URBANA (ROSA), SUELO HÚMEDO (AZUL) Y SUELO NO HÚMEDO (AMARILLO).....	88
FIGURA.- 31 RESULTADO DE UNA RECLASIFICACIÓN PARA UNA MEJOR DISCRIMINACIÓN DE SUELOS HÚMEDOS	89
FIGURA.- 32 OBTENCIÓN DEL ÍNDICE DE VEGETACIÓN NORMALIZADO (NDVI), QUE LOS VALORES MAYORES SON DE 0.8576, ESTOS VALORES NOS INDICAN COBERTURAS VEGETALES Y EL -0.9328 INDICA SUELOS DESNUDOS.....	89
FIGURA.- 34 MAPA DE SUELOS HÚMEDOS (RESULTADO CLASIFICACIÓN - NDVI)	90

FIGURA.- 35 MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER DE LA REGIÓN DE VALLES CENTRALES DE OAXACA. UNIDADES EN MGAL.	92
FIGURA.- 36 MAPA REGIONAL DE PRIMER ORDEN, SOBREPUESTO EN EL MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER.....	93
FIGURA.- 37 MAPA RESIDUAL OBTENIDO A PARTIR DE LA DIFERENCIA ENTRE EL MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER Y REGIONAL.....	94
FIGURA.- 38 MAPA DE ANOMALÍAS RESIDUALES DE BOUGUER (REGIONAL DE PRIMER GRADO) Y CONTORNOS GEOLÓGICOS PRINCIPALES, IDENTIFICANDO LOS MÁXIMOS Y MÍNIMOS GRAVIMÉTRICOS. ALINEACIONES GRAVIMÉTRICAS PRINCIPALES(-----) Y SECUNDARIAS(_____).....	95
FIGURA.- 39 MAPA DE INTENSIDAD DE CAMPO MAGNÉTICO TOTAL, RESULTADO DE LA DIGITALIZACIÓN DE LAS CARTAS MAGNÉTICAS DE CAMPO TOTAL.....	97
FIGURA.- 40 REDUCCIÓN AL POLO DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS UTILIZANDO LOS DATOS DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO AL CENTRO DE LAS CARTAS.....	98
FIGURA.- 41 MAPA DEL CAMPO MAGNÉTICO REDUCIDO AL POLO CON DOMINIOS AEROMAGNÉTICOS.....	99
FIGURA.- 42 UBICACIÓN DE LOS PERFILES MODELADOS DE MANERA CONJUNTA: (A) MAPA GRAVIMÉTRICO Y (B) MAPA MAGNÉTICO	101
FIGURA.- 43 PERFIL A-A' GEOLÓGICO- GEOFÍSICO OBTENIDO DEL MODELADO DIRECTO CONJUNTO, TIENE COMO BASAMENTO LA SECUENCIA DE ROCA METAMÓRFICA (C); SECUENCIA DE ROCA SEDIMENTARIA (B) Y LA UNIDAD DEL ALUVIÓN (A). DENTRO DE ESTE PERFIL SE LOCALIZA LA FALLA ATOYAC (INFERIDA), Y LA FALLA OAXACA (FN) AMBAS FORMAN UNA ESTRUCTURA TECTÓNICA LLAMADA GRABEN.	104

FIGURA.- 44 PERFIL B-B' GEOLÓGICO- GEOFÍSICO OBTENIDO DEL MODELADO DIRECTO CONJUNTO, TIENE COMO BASAMENTO LA SECUENCIA DE ROCA METAMÓRFICA (A); SECUENCIA DE ROCA SEDIMENTARIA (B) Y LA UNIDAD DEL ALUVIÓN (C). DENTRO DE ESTE PERFIL SE LOCALIZA LA FALLA ATOYAC (INFERIDA), Y LA FALLA OAXACA (FN) AMBAS FORMAN UNA ESTRUCTURA TECTÓNICA LLAMADA GRABEN.	106
FIGURA.- 45 PERFIL C-C' GEOLÓGICO- GEOFÍSICO OBTENIDO DEL MODELADO DIRECTO CONJUNTO, TIENE COMO BASAMENTO LA SECUENCIA DE ROCA METAMÓRFICA (A); SECUENCIA DE ROCA SEDIMENTARIA (B) Y LA UNIDAD DEL ALUVIÓN (C). SE OBSERVA UN GRABEN FORMADO POR LAS FALLAS ÁNIMAS Y CARA DE LEÓN.	108
FIGURA.- 46 PERFIL D-D' CUBRIENDO UNA EXTENSIÓN DE 60 KM, ,(A).- ROCAS METAMÓRFICAS (B).- ROCA SEDIMENTARIA (C).- UNIDAD DEL ALUVIÓN, SE OBSERVAN DOS FRACTURAS, ES EN ESTE PERFIL DONDE SE PRESENTA UN ESPESOR DE LA SECUENCIA DE ROCA SEDIMENTARIA ENTRE 400 Y 800 M.	110
FIGURA.- 47 PERFIL E-E' CUBRIENDO UNA EXTENSIÓN DE 45 KM, ,(A).- ROCAS METAMÓRFICAS (B).- ROCA SEDIMENTARIA (C).- UNIDAD DEL ALUVIÓN, ES EN ESTE PERFIL DONDE SE OBSERVA LA FALLA DE OCOTLÁN	112
FIGURA.- 48 UBICACIÓN DE LOS PERFILES GEOELÉCTRICOS.....	113
FIGURA.- 49 PERFIL GEOLÓGICO F-F' CON UNA LONGITUD APROXIMADA DE 16 KM CON DIRECCIÓN SW-NO.....	114
FIGURA.- 50 PERFIL GEOLÓGICO G-G' ' CUBRIENDO UNA LONGITUD APROXIMADA DE 8 KM CON DIRECCIÓN SW-NO	115
FIGURA.- 51 PERFIL GEOLÓGICO H-H' CUBRIENDO UNA EXTENSIÓN APROXIMADA DE 6 KM CON DIRECCIÓN SE-NW.....	116

CAPÍTULO 1

PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN

Durante miles de millones de años ha sucedido un lento pero continuo desplazamiento de las placas tectónicas que forman la corteza del planeta tierra; los continentes se unen entre sí o se fragmentan, los océanos se abren y se levantan montañas. Algunos de los accidentes del terreno que se pueden observar más fácilmente son las fallas o rupturas de un plegamiento, especialmente si el terreno es de tipo sedimentario; en este caso las fallas son un tipo de deformación de la corteza terrestre que finaliza en ruptura, dando lugar a una gran variedad de estructuras geológicas (Córdoba *et al.*, 2014).

El territorio mexicano se encuentra repartido en cinco placas tectónicas los límites que separan las placas son las dorsales oceánicas, las fosas y las fallas, la mayor parte del país se encuentra sobre la placa Norteamericana, la península de Baja California se encuentran sobre la placa del Pacífico y el sur de Chiapas se encuentra en la Placa del Caribe, las otras dos placas que conforman el rompecabezas tectónico de México son la placa de Cocos y la de Rivera, estas últimas son oceánicas y se encuentran bajo el océano pacífico(Córdoba *et al.*, 2014).

En México existen una serie de fallas mayores, las cuales son sistemas de estructuras con extensión regional y posiblemente son fallas de basamento. A lo largo de ellas se ha acomodado mucha de la deformación ocurrida en territorio mexicano a través de su historia geológica, éste ha sido clasificado en diferentes terrenos tectono-estratigráficos, de acuerdo con su secuencia estratigráfica (Campa y Coney., 1983; Sedlock *et al.*, 1993).

En el estado de Oaxaca se han identificado los siguientes terrenos tectono-estratigráficos heterogéneos: Oaxaca (Zapoteco), Juárez (Cuicateco), Maya, Mixteco, Juchatengo y Xolapa (Chatino), caracterizados por diferentes complejos lito-estratigráficos y edades de emplazamiento a partir del Proterozoico (Campa y Coney., 1983; Sedlock *et al.*, 1993, Centeno *et al.*, 2003 y Keppie, 2004).

Una de las características principales y de gran relevancia es la presencia de rasgos geomorfológicos más prominentes del sur de México, como la falla de Oaxaca y Donají (transversal); la primera limita a los terrenos Zapoteco y Cuicateco (Alaníz *et al.*, 1994), y la segunda de dirección oriente-poniente es la que intersecta a la falla de Oaxaca.

Paralela a la falla de Oaxaca se tiene la falla de ETLA y Huitzo, estas dos fallas (antitéticas) parecen formar una fosa tectónica que constituye un semigraben que fue rellenado por secuencias de roca sedimentarias del Cretácico, Jurásico y Terciario. (Campos *et al.*, 2010).

Esta variabilidad geológico-estructural ha permitido la formación de cuerpos de agua, por ejemplo, el acuífero Valles Centrales el cual se localiza en la porción centro del estado de Oaxaca y está constituido por tres zonas que son ETLA, Tlacolula y Zimatlán, convergiendo en el área donde se ubica la Ciudad, este acuífero comprende una extensión de 5,940 km², de los cuales aproximadamente 1130 km² conforman la zona de extracción (CONAGUA, 2015)

Estas características hidrogeológicas lo hacen ser vulnerable a la contaminación por fuentes superficiales tal como el Río Atoyac, considerado como una fuente lineal que recibe las aguas residuales de la zona. Por uso los mayores volúmenes de extracción corresponden a los públicos urbanos, destacando el organismo operador que suministra agua a la ciudad de Oaxaca, SAPAO con un volumen de extracción anual de 14.6 millones de m³, a través de pozos cuya profundidad varía entre 20 a 120 m como máximo (CONAGUA,2015)

Actualmente se extraen aproximadamente 600 lps de agua en una batería de pozos noria en su mayoría localizados en las márgenes del Río Atoyac, con los

problemas ya conocidos tales como la contaminación por aguas residuales. Esta cantidad de extracción no satisface las necesidades de la población ya que se requieren aproximadamente 1000 lps para cubrir las necesidades del recurso hídrico.

Ante esta problemática el gobierno del estado de Oaxaca ha propuesto diversos proyectos de abastecimiento de agua a la Cd. de Oaxaca; sin embargo, no se han propuesto alternativas de solución específicas que puedan atenderse dentro de la subcuenca, es decir, zonas más profundas (120-700 m) del acuífero granular Valles Centrales de Oaxaca.

Es por ello que en esta investigación se determinaron zonas de infiltración de agua al subsuelo, con el uso de imágenes satelitales obtenidas del satélite Landsat 8, se desarrollaron cinco modelos geológicos-geofísicos que permitieron la estimación de la estructura cortical del subsuelo a partir del modelado conjunto directo de datos aeromagnéticos y gravimétricos. Finalmente, se realizó una caracterización litológica de la parte somera del área de estudio utilizando el modelado de tres cortes geoelectrónicos utilizando la técnica de resistividad eléctrica.

De acuerdo con el modelo geológico obtenido se puede inferir que la presencia de las fallas interpretadas en los perfiles favorece la infiltración del agua hacia el subsuelo, haciendo que potencialmente la secuencia de roca sedimentaria pueda almacenar y transmitir agua subterránea.

Con base en las conclusiones de la presente investigación se propone una perforación exploratoria a una profundidad de 800 m para atravesar la secuencia de roca sedimentaria hasta la cima del basamento metamórfico, y de esta manera evaluar las posibilidades de existencia del vital líquido.

1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Actualmente en los Valles Centrales de Oaxaca la principal fuente de suministro de agua proviene del acuífero Valles Centrales (AVC), existe un total de 4,852 captaciones de agua subterránea, en su mayor parte norias con una profundidad entre 80-120 m y un volumen promedio de extracción anual de 88 millones de metros cúbicos (CONAGUA 2015), destinados principalmente al uso agrícola y al abastecimiento de agua potable a los centros de población.

El acuífero es de tipo libre heterogéneo y anisótropo, haciendo que sea vulnerable a la contaminación, principalmente antropogénica siendo afectado por diversos factores mencionando los siguientes: sobre explotación del acuífero, disminución y ausencia de caudal base, disminución de la disponibilidad de agua, entre otros. Esto ha generado que exista una escases en el suministro de agua potable para los habitantes de esta región aun teniendo una disponibilidad de $13,328,738\text{m}^3/\text{año}$ (CONAGUA,2015).

Actualmente se extraen aproximadamente 600 lps de agua en una batería de pozos noria en su mayoría localizados, en las márgenes del Río Atoyac, con los problemas ya conocidos tales como la contaminación por aguas residuales. Esta cantidad de extracción no satisface las necesidades de la población ya que se requieren aproximadamente 1000 lps para cubrir las necesidades del recurso hídrico.

Ante esta problemática el gobierno del estado de Oaxaca en apoyo con la CONAGUA ha propuesto diversos proyectos de abastecimiento de agua a la Cd de Oaxaca. Por ejemplo, la presa-acueducto Paso Ancho localizada a 100 km en línea recta de la ciudad capital, entre los municipios de San Vicente Coatlán, Villa Sola de Vega y Yogana.

Esta obra almacenará 60 millones de metros cúbicos de agua, transportará 1500 litros por segundo a través de un acueducto de 104 kilómetros de longitud. Esto permitirá dotar de agua a casi un tercio de hogares oaxaqueños, es decir más de un millón y medio de habitantes originarios de los 22 municipios que integran la región de los Valles Centrales (Gobierno del estado de Oaxaca, 2011).

Sin embargo, no se han propuesto alternativas de solución específicas que puedan atenderse dentro de la subcuenca, es decir, zonas más profundas (120-700 m) del acuífero granular de los Valles Centrales de Oaxaca.

1.3 JUSTIFICACIÓN

El programa de acciones y proyectos para la sustentabilidad hídrica en el estado de Oaxaca, presenta como uno de sus objetivos el propiciar la sustentabilidad en las cuencas y los acuíferos, teniendo como estrategia, mejorar el aprovechamiento de las fuentes de agua, promover el uso de fuentes alternas y recarga artificial de acuíferos en condiciones sustentables.

Por lo tanto la presente investigación forma parte de estas estrategias al determinar zonas potenciales de recarga y zonas de almacenamiento de agua en la secuencia de roca sedimentaria, es decir, a profundidades mayores de 120 m.

Al identificar zonas de recarga permitirá la recuperación y mantenimiento del acuífero, esto trae consigo la conservación de ecosistemas, mayor disponibilidad del recurso hídrico provocando un impacto ambiental positivo

Desde este contexto tendrá una relevancia social, de tal manera que será una alternativa para el abastecimiento de agua potable beneficiando principalmente a la población de Valles Centrales y áreas conurbadas. Desde el punto de vista económico la exploración del recurso hídrico a profundidades mayores permitirá minimizar el costo monetario, comparado a los proyectos propuestos por el gobierno del estado de Oaxaca.

Dado el análisis de la interacción entre los lineamientos estructurales, la humedad en el suelo y la estructura cortical del subsuelo y los modelos propuestos mediante el modelado directo conjunto, permitirá contar con una herramienta de retroalimentación sobre estas variables.

1.4 ANTECEDENTES

El estado de Oaxaca se encuentra dentro de la provincia fisiográfica Sierra madre del Sur, este a través del tiempo geológico ha sido afectado por varios eventos tectónicos de gran importancia provocando una compleja estructura geológica.

Estudios anteriores han identificado cinco terrenos tectonoestratigráficos: los terrenos Oaxaca (Zapoteco) ,Juárez (Cuicateco), Maya, Juchatengo y el Xolapa (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega *et al.*, 1999; Centeno *et al.*, 2003), siendo clasificados de esta manera por tener características similares clasificando a las rocas por su edad, origen, rasgos tectónicos y distribución geográfica. A continuación describen los terrenos Zapoteco y Cuicateco siendo estos los de interés para la presente investigación.

El terreno Zapoteco está constituido de un basamento metamórfico granulítico precámbrico llamado complejo Oaxaqueño y le sobryace una cobertura sedimentaria paleozoica no continua y no metamorfoseada (Sedlock *et al.*, 1993).

El complejo Oaxaqueño es una de las unidades metamórficas con mayor variedad litológica; está compuesto por rocas metamórficas cristalinas y su litología dominante incluye ortogneis cuarzo-feldespático y paragneis bandeado de biotita en las facies de granulita que presentan un bandeamiento mineral bien desarrollado y sobryace concordantemente a un complejo ortognésico de composición gabroide-anortosítica (Ortega *et al.*, 2003).

La siguiente cobertura del terreno Zapoteco está compuesta de rocas sedimentarias marinas y continentales del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico, constituida principalmente por ignimbrita, conglomerado polimíctico, toba andesítica, arenisca y caliza lacustre. Cubierto por depósitos cuaternarios de limo-arena y aluvión.

El terreno Cuicateco es una franja con orientación noroeste-sureste con una longitud mayor a los 230 km está caracterizada por una secuencia formada por anfibolitas y serpentinas con protolitos ígneos volcánicos y subvolcánicos y filitas-esquistos (pelítico–calcáreos) que presentan un metamorfismo de bajo grado y una deformación importante ha sido considerada hasta ahora como del Jurásico-Cretácico (Sedlock *et al.*, 1993; Weber *et al.*, 1999; Ángeles, 2006).

A esta secuencia la cabalgan secuencias de caliza con estratos gruesos, ligeramente plegadas y con un contenido importante de rudistas de edad albiana la secuencia metavulcanosedimentaria está intrusionada por cuerpos de monzonita, a está le sobreyace depósitos piroclásticos de composición riolítica (Ángeles, 2006).

Los límites tectónicos que se han establecido para el terreno Cuicateco corresponden a dos estructuras importantes: en el borde occidental, la falla Oaxaca como límite con el terreno Zapoteco, y en el oriente, la falla Vista Hermosa que constituye el límite con el terreno Maya (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1991).

La falla de Oaxaca se considera el límite entre el terreno Zapoteco y Cuicateco se extiende desde Tehuacán Puebla, hasta Miahuatlán Oaxaca, con una extensión de 200 Km de longitud por 10 a 15 Km de anchura. Es un sistema formado por fallas orientadas N-S y al NW-SE (Ortega *et al.*, 1992; Sedlock *et al.*, 1993), donde se intersecta con otra falla de dirección oriente-poniente llamada falla de Donají esta se considera el límite meridional de la falla de Oaxaca (Centeno, 1988; Alaníz., *et al* 1994).

Hacia el sur de la ciudad, la falla de Oaxaca se manifiesta por segmentos de falla interrumpidos por valles transversales que fueron reconocidos hasta Ocotlán (Alaníz *et al.*, 1994), tuvo actividad principalmente normal durante el Cenozoico y su traza coincide con otro rasgo estructural más antiguo, formado por el Complejo Milonítico Sierra de Juárez (Centeno *et al.*, 1988).

Este complejo constituye una zona de cizalla y fue interpretado como la zona de yuxtaposición de los terrenos Zapoteco y Cuicateco, presentando cinco unidades geológicas principales (Alaníz, 1994):

La primera unidad incluye gneis, mármol, anortosita y ortogneis pertenecientes al complejo Oaxaqueño que se deformaron en el margen occidental del Cinturón Milonítico.

La segunda unidad consiste en roca granítica, cerca de San Pablo y San Pedro Etla, en esta unidad se localizó granito milotinizado relacionado con el granito pérmico de Etla; el granito milotinizado de San Felipe del Agua es considerado sintético por relaciones estructurales.

La tercera unidad corresponde a rocas ultramórficas constituidas por más del 90% de anfibolita y es clasificada en horblenda, estas rocas no pertenecen al complejo Oaxaca ya que conservan su textura magmática primaria; sin embargo, estas rocas están relacionadas con el terreno Cuicateco.

La cuarta unidad está compuesta por rocas volcánicas probablemente pertenecen al basamento del terreno Cuicateco.

La quinta unidad está representada por rocas sedimentarias de origen y litología diferente, por ejemplo, cerca de San Juan del estado hay piritita milotinizada, y la litología consiste en biotita.

Por lo anterior la geología del estado de Oaxaca tiene una complejidad petrográfica y estratigráfica reflejada en la acreción de terrenos caracterizados por diferentes complejos lito–estratigráficos y edades de emplazamiento, se encuentra delimitada por secuencias paragnésica, complejo ortognésico y de composición graboide.

El complejo Oaxaqueño y Milonítico, constituye el basamento por lo que la estratigrafía se encuentra representada por rocas precámbricas constituido por paragneis, migmatita y milonita, la litología está compuesta por arenisca, caliza,

conglomerado y lutita afectada principalmente por foliación, milotización y un sistema de fallas laterales y normales (Nieto, 2006).

Esta variabilidad ha permitido formaciones geológicas capaces de almacenar y transmitir agua, comúnmente llamado acuífero, en Oaxaca se tiene un acuífero llamado Valles Centrales.

Este acuífero es de tipo libre heterogéneo y anisótropo, constituido en su porción superior principalmente por depósitos granulares aluviales y fluviales, conformados por gravas, arenas, limos y arcillas, el espesor de los sedimentos que conforman la zona más productora del acuífero varía de 20 a 200 metros en el Valle de Etna, de 15 a 100 metros en el Valle de Tlacolula, y de 10 a 100 metros en el Valle (CONAGUA 2015)

Estas características hidrogeológicas lo hacen ser vulnerable a la contaminación por fuentes superficiales tal como el río Atoyac, considerado como una fuente lineal que recibe las aguas residuales de la zona (Belmonte, 2005).

Un estudio geofísico previo sobre la Falla de Oaxaca a lo largo del Etna y Zaachila con rumbo al norte muestra una serie de anomalías magnéticas con pendientes más pronunciadas hacia el este. La interpretación de perfiles gravimétricos y magnético perpendiculares a los valles indican la presencia de una depresión compuesta por tres subcuencas; Zaachila, Etna y Atzompa, mientras más profunda la subcuenca de Zaachila, al sur de la Cd. de Oaxaca forma una amplia graben en forma de V con un horst en el medio (Campos *et al.*, 2010).

Durante las últimas décadas se han desarrollado diferentes investigaciones en donde se ha recopilado y estudiado la información disponible tanto en lo que se refiere a geología y geofísica del estado de Oaxaca con la finalidad de poder determinar características geológicas, hidrológicas, geoquímicas, etc. mencionando los siguientes:

- Oaxaca presenta regiones extensas formadas por los dos tipos principales de rocas ígneas como son: rocas ígneas intrusivas (costa de

Oaxaca) y extrusivas (región de Valles Centrales). Las rocas más antiguas del Estado son rocas metamórficas precámbricas, que actualmente forman una gran porción de la región norte y centro; en sus montañas y valles se pueden observar, entre el suelo y la vegetación, los diferentes tipos de rocas que forman el sustrato (Nieto,1994).

- Los contactos entre los terrenos son discontinuidades que pueden sufrir reactivaciones posteriores al crecimiento, aparentemente este es el caso de la zona de contacto entre los terrenos zapoteco y Cuicateco donde se desarrolló la falla de Oaxaca durante la era Cenozoica; el espesor de los materiales sedimentarios (ubicados al NW del valle de Etlá) varía entre 700 y 1250 m (Belmonte,2005).

Las investigaciones anteriores han permitido el conocimiento geológico de la estructura cortical del subsuelo en el estado de Oaxaca, así como la geología y geometría del acuífero a profundidades de hasta 120 m, sin embargo no se conoce la existencia de agua a profundidades mayores es por esto que se proponen los siguientes objetivos

1.5 OBJETIVOS

1.5.1 Objetivo general

Identificar zonas de recarga y caracterizar la estructura geológica del subsuelo de Valles Ventrales de Oaxaca a través de métodos geofísicos (magnetometría, gravimetría y resistividad eléctrica) para inferir la existencia de agua a profundidades mayores de 120 m.

1.5.2 Objetivos específicos

Identificar la relación entre lineamientos estructurales y zonas de humedad a partir de imágenes satelitales para detectar zonas potenciales de recarga al subsuelo.

A partir del procesado conjunto de anomalías magnéticas y gravimétricas obtener modelos geológico-geofísicos, apoyado con el marco geológico regional y local del área de estudio.

Determinar la geometría y los espesores de la parte superficial de la secuencia de roca sedimentaria utilizando datos de resistividad eléctrica.

Definir áreas de interés hídrico para proponer la perforación exploratoria de pozos en la secuencia de roca sedimentaria.

1.6 HIPÓTESIS

Si la litología de la secuencia de rocas sedimentarias, los lineamientos geológico-estructurales y suelos húmedos determinan zonas potenciales de recarga permitirá conocer la existencia de agua subterránea a profundidades entre 120 y 800 m.

CAPÍTULO 2

MARCO REFERENCIAL

2.1 PERCEPCIÓN REMOTA

La percepción remota es una técnica que permite obtener información digital de los objetos situados sobre la superficie terrestre sin necesidad de tener contacto directo con ellos. Para esto, es preciso que entre los objetos y el sensor exista algún tipo de interacción, tal como el flujo energético proveniente de la energía emitida por el propio sensor; o bien, la reflexión de la luz solar en la superficie terrestre. De esta forma, es posible adquirir información de las cubiertas u objetos por medio de reflexión, emisión o por emisión-reflexión (Chuvienco, 2008).

La reflexión es la forma en la que el sol ilumina la superficie terrestre la cual refleja esa energía en función del tipo de cobertura presente sobre ella; ese flujo de energía reflejado es recogido por el sensor, que lo transmite posteriormente a un almacenamiento digital. Entre la superficie y el sensor se interpone la atmósfera, que dispersa y absorbe parte de la señal original.

De igual forma, la observación remota puede basarse en la energía emitida por las propias superficies, o bien se podría enviar desde un sensor que fuera capaz, de generar su propio flujo energético. En cualquiera de estos casos, el flujo energético entre la cubierta terrestre y el sensor constituye una forma de radiación electromagnética (Chuvienco, 2008).

Actualmente el satélite Landsat 8 incorpora dos instrumentos de barrido: Operational Land Imager (OLI), y un sensor térmico infrarrojo llamado Thermal Infra Red Sensor (TIRS). Con la ayuda de ambos se recogen aproximadamente 400 escenas al día, las cuales son cargadas en el servidor de USGS con el fin de

que se encuentren disponibles para su descarga 24 horas después de la adquisición (USGS, 2014).

Las imágenes Landsat 8 obtenidas por los sensores OLI y TIRS constan de nueve bandas espectrales ver Tabla 1(USGS, 2014).

Tabla 1. Valores de longitud de Onda y resolución para cada banda del satélite Landsat 8 (OLIS- TIRS)

Bandas	Longitud de Onda (micrómetros)	Resolución (metros)
Band 1 -Aerosol Costero	0.43 - 0.45	30
Band 2 -Azul	0.45 - 0.51	30
Band 3 -Verde	0.53 - 0.59	30
Band 4 -Rojo	0.64 - 0.67	30
Band 5 - Infrarrojo cercano(NIR)	0.85 - 0.88	30
Band 6 - SWIR 1	1.57 - 1.65	30
Band 7 - SWIR 2	2.11 - 2.29	30
Band 8 - Pancromático	0.50 - 0.68	15
Band 9 - Cirrus	1.36 - 1.38	30
Band 10 - Infrarrojo térmico(TIRS) 1	10.60 - 11.19	100 * (30)
Band 11 - Infrarrojo térmico(TIRS) 2	11.50 - 12.51	100 * (30)

La resolución espacial o nivel de detalle es a menudo el aspecto más interesante de una imagen de satélite, pero menos apreciado y valorado, es cómo se utilizan los cambios en la energía por irradiación reflejada por los materiales de superficie con el fin de lograr identificar las características de interés. Estos aspectos pueden identificarse gracias a la respuesta espectral relativa (RSR) de cada banda.

Las imágenes en formato raster se componen de una matriz regular o rejilla de celdas, a cada una de ellas se le conoce como píxel y se le asigna un valor digital, que corresponde a la reflectividad recogida por el sensor, sin embargo pueden presentar alteraciones geométricas, radiométricas, atmosféricas y topográficas de forma que no coincida con el tono, posición y tamaño de los objetos.

Las correcciones que se deben realizar sobre las imágenes tienden a eliminar los ruidos causados a la señal que llega al satélite luego de haber

atravesado la atmósfera; el efecto de la distorsión de la señal produce errores en la localización como en los niveles digitales (ND) de los píxeles.

Algunas técnicas para corregir estos efectos son incorporadas de modo rutinario por las estaciones receptoras de las imágenes, pero en otros casos se requieren correcciones más detalladas como por ejemplo en los estudios multitemporales o cuando se requiere incorporar información auxiliar (Chuvieco, 2008).

A continuación se muestra el esquema del flujo de trabajo para la corrección de las imágenes Landsat, tanto para las bandas del espectro óptico como las del espectro térmico, es importante mencionar que antes de iniciar el pre-procesamiento de la imagen verificar si la imagen se encuentra rectificadas.

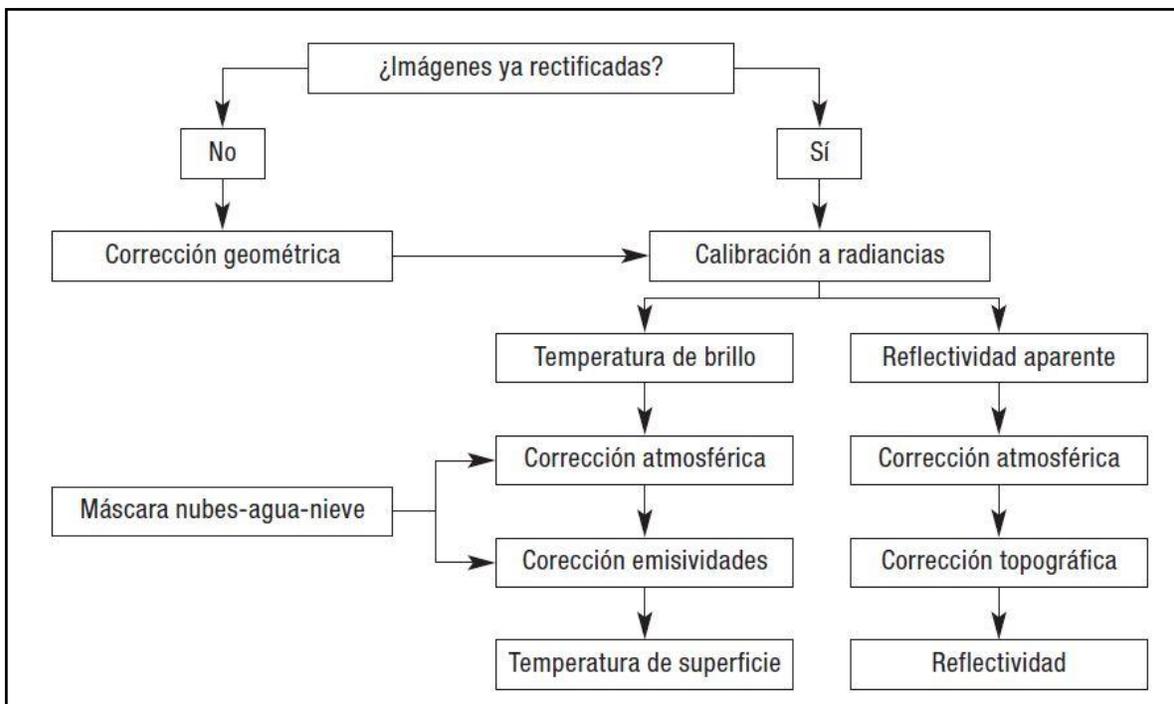


Figura.- 1 Esquema de flujo de trabajo para la corrección de imágenes Landsat.

2.1.1 Corrección Geométrica

La primera etapa para utilizar la información de las imágenes de satélite es la georreferenciación, asignando a cada pixel su coordenada geográfica correspondiente, encontrando el pixel o grupo de pixeles que proporcionan información sobre una determinada coordenada geográfica.

Para facilitar la selección de puntos de control, la Universidad Autónoma de Barcelona/Centro de Investigación Ecológica y Aplicaciones Forestales (UAB/CREAF) ha desarrollado un algoritmo automático para la corrección geométrica.

Después de seleccionar una imagen de referencia de alta resolución espacial con una óptima georreferenciación, el algoritmo genera automáticamente una serie de puntos de control y test en un muestreo que recoge automáticamente todos los rangos XYZ potenciales. El programa realiza aproximaciones sucesivas y corrige la imagen. La búsqueda tiene en cuenta una aproximación espectral lo más parecida a la ortofoto de referencia, así como estrategias de corrección de ventanas espaciales que tienen en cuenta la ubicación aproximada de la línea de nadir, el desplazamiento nominal esperado por el relieve, etc.

2.1.2 Corrección Radiométrica

Para las bandas en el espectro óptico (Visible e infrarrojo cercano y medio), se calcula la radiancia usando la siguiente ecuación (USGS, 2014):

$$L\lambda = ML * Q_{cal} + AL \quad \text{.....(1)}$$

Donde:

$L\lambda$ = Es el valor de radiancia espectral de la atmosfera medida en valores de (Watts /m² * srad * μ m).

ML = Factor multiplicativo de escalado específico obtenido del metadato (RADIANCE_MULT_BAND_x).

AL = Factor aditivo de escalado específico obtenido del metadato (RADIANCE_ADD_BAND_x).

Q_{cal} = Producto estándar cuantificado y calibrado por valores de pixel(DN), este valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen..

Una vez obtenida la radiancia espectral recibida por el sensor se puede calcular la reflectividad aparente en la atmósfera, usando para ello los coeficientes de reflectancia reescalados; estos datos se encuentran en los metadatos. La siguiente ecuación es usada para convertir niveles digitales (ND) a valores de reflectancia obtenidos por el sensor OLI:

$$\rho\lambda' = M_{\rho} Q_{cal} + A_{\rho} \quad \dots(2)$$

Donde:

$\rho\lambda'$ = Es el valor de reflectancia planetaria, sin corrección por ángulo solar.

M_{ρ} = Es el factor multiplicativo de escalado específico por banda obtenido del metadato (REFLECTANCE_MULT_BAND_x).

A_{ρ} = Es el factor aditivo de escalado específico por banda obtenido del metadato (REFLECTANCE_ADD_BAND_x).

Q_{cal} = Es el producto estándar cuantificado y calibrado para valores de pixel (DN), este valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen.

Después se realiza la conversión a reflectancia con corrección angular. El cálculo de la reflectancia real de una cubierta captada por un sensor espacial está

condicionado por el comportamiento de la atmósfera, así como del ángulo de observación. De esta manera, la reflectancia de la atmosfera con una corrección para el ángulo solar es:

$$\rho\lambda = \frac{\rho\lambda'}{\cos(\theta_{sz})} = \frac{\rho\lambda'}{\sin(\theta_{SE})} \quad \dots(3)$$

Donde:

$\rho\lambda$ = Es el valor de reflectancia en la atmosfera , con corrección por ángulo solar.

θ_{SE} = Es el ángulo de elevación solar. El ángulo de elevación solar del centro de la escena es provisto en el metadato de la imagen (SUN_ELEVATION).

θ_{sz} = Es el ángulo solar zenith local, corresponde al ángulo complementario de observación y puede obtenerse de la siguiente manera: $\theta_{sz} = 90^\circ - \theta_{SE}$

De este modo la ecuación general de conversión de radiancia a reflectancia, incluyendo la corrección por ángulo solar quedaría de la siguiente manera:

$$\rho\lambda' = \frac{M\rho * Q_{cal} * A\rho}{\sin(\theta_{SE})} \quad \dots(4)$$

Donde:

$\rho\lambda'$ = Es el valor reflectancia de la atmósfera, con corrección por ángulo solar.

$M\rho$ = Es el factor multiplicativo de escalado específico por banda obtenido del metadato (REFLECTANCE_MULT_BAND_x).

$A\rho$ = Es el factor aditivo de escalado específico por banda obtenido del metadato (REFLECTANCE_ADD_BAND_x).

Sin θ_{SE} = Es el ángulo de elevación solar (SUN_ELEVATION).

Q_{cal} = Es el producto estándar cuantificado y calibrado para valores de pixel (DN).

2.1.3 Corrección Atmosférica

Dado que el efecto de la atmosfera es más importante en el espectro visible que en el infrarrojo, se ha optado para utilizar el método de Chávez (Chávez, 1996) para la corrección atmosférica, ya que da coeficientes de variación más bajos en el espectro visible (Hantson *et al.* ,2011).El método toma en cuenta la transmisividad de la atmósfera en el camino sol-tierra y la dispersión atmosférica

$$\rho = \frac{\pi * [L - L_a] * d^2}{\cos \theta_s * E_0 * \tau_1 * \tau_2} \quad \dots(5)$$

Donde:

ρ = la reflectividad,

E_0 = la irradiancia solar (en $W \cdot m^{-2} \cdot mm^{-1}$)

τ_1 = es el coeficiente de transmisión atmosférica en el camino Sol-Tierra,

τ_2 = el coeficiente de transmisión atmosférica en el camino Tierra-sensor

L_a = es la radiancia recibida por el sensor en un área donde sólo hay contribución de la atmósfera (área de sombra o agua según la región espectral),

L =la radiancia del píxel a corregir.

2.1.4 Corrección Topográfica

La corrección topográfica permite compensar las diferencias de iluminación solar debidas a la variación altitudinal del terreno. Para realizar la corrección topográfica es necesario calcular la iluminación (IL), es decir, el coseno del ángulo de incidencia (γ_i):

$$IL = \cos \gamma_i = \cos \theta_p \cos \theta_i + \sin \theta_p \sin \theta_i \cos(\Phi_a - \Phi_b) \quad \dots(6)$$

Donde:

θ_p = pendiente del terreno: La inclinación del terreno con respecto a la horizontal.

θ_i = ángulo cenital solar: El ángulo complementario de la elevación solar.

Φ_a = ángulo azimutal solar: La dirección del sol con respecto al norte.

Φ_b = ángulo de orientación: El ángulo existente entre el vector que señala el norte y la proyección sobre el plano horizontal del vector normal a la superficie en ese punto.

El método de corrección topográfica semiempírico conocido como corrección-c (Teillet *et al.*, 1982) se puede llevar a cabo mediante el empleo de la siguiente expresión:

$$\rho_h = \rho_T \left(\frac{\cos \theta_i + c_K}{IL + C_K} \right) \quad \dots(7)$$

Donde:

$$C_K = \frac{b_K}{m_k}; \text{ para } \rho_T = b_K + m_K IL \quad \dots(8)$$

El procedimiento de corrección introduce un parámetro C_K que es el cociente entre la pendiente b_k y el término independiente m_k de la ecuación de regresión entre la ρ_T y la IL .

2.1.5 Procesamiento digital de imágenes

El procesamiento digital de imágenes es la aplicación de técnicas matemáticas, estadísticas y computacionales, que permiten mejorar, corregir, analizar y extraer información de las imágenes captadas por los sensores a bordo de los satélites. El procesamiento digital permite realizar operaciones complejas muy costosas o inaccesibles para el análisis visual.

Las imágenes pueden ser divididas en tres tipos: análogas, digitales y vectoriales, las primeras son las que más conocidas, porque que todas las imágenes fotográficas, ya sean en color o blanco y negro son analógicas. El sistema fotográfico consistente de lentes, filtros, películas y el sistema de revelado y copiado, lo que hace es transformar la reflexión espectral de las superficies de los objetos en valores de gris o color de acuerdo a la intensidad de la radiación recibida.

La segunda, el sensor explora la superficie terrestre adquiriendo a intervalos regulares la radiación proveniente de la misma, al barrer la superficie el sensor traduce la radiancia media de una parcela correspondiente a un valor de pixel que es la unidad visual más pequeña que aparece en una imagen en un valor numérico entero.

Una imagen digital es la digitalización de la energía radiante recibida. La imagen resultante es una matriz discreta de valores numéricos que representan niveles de gris o color, estos puntos representan áreas pequeñas llamados elementos de imagen o píxeles, debido a que estos píxeles representan valores numéricos o valores.

Cuando un pixel tiene sólo información sobre blanco o negro hablamos de una imagen de 2 valores, una silueta o una línea por ejemplo. Normalmente un pixel contiene información en un rango de 128 o 256 valores de gris por lo que se puede tener así una imagen monocromática. Cada banda espectral de un sensor multiespectral es una imagen monocromática que podemos ver en tonos de gris o combinar con otras bandas para producir una imagen color o falso color, esto se

hace asignando a cada uno de los canales (RGB) de los tubos de rayos catódicos (CRT) de la pantalla una banda en particular.

El máximo número de canales que podemos ver simultáneamente en una pantalla son tres y la combinación de colores dependerá de que bandas espectrales asignemos a los cañones rojo, verde y azul del visor.

El tercer tipo de imágenes, las vectoriales, consisten en almacenar no todo el conjunto de píxeles sino puntos o vértices que formen una línea que sea representativa de algo, por ejemplo bordes del resultado de una clasificación, caminos, autopistas, vías de ferrocarril, separación entre cultivos, etc. Este tipo de imágenes es especialmente útil cuando trabajamos con sistemas de información geográfica (SIG). De aquí en adelante trabajaremos sólo con imágenes raster que son las que se usan para el procesamiento digital.

Una de las principales técnicas que componen el procesamiento digital de imágenes es la de realce o mejora de imágenes. Esta técnica comprende un conjunto de operaciones tendentes a mejorar la calidad visual de una imagen.

Estas operaciones permiten realzar las características de brillo y contraste de una imagen, reducir su contenido de ruido y agudizar o intensificar detalles presentes en ella. Las funciones básicas de los programas de procesamiento digital de imágenes se pueden resumir en efectuar composiciones de color RGB a partir de la combinación de imágenes monocromas y generación de histogramas.

Otras operaciones importantes es el filtrado que se usa para resaltar o suprimir de forma selectiva la información contenida en una imagen para destacar algunos de sus elementos, o también para ocultar valores anómalos. La técnica para aislar información correspondiente a diferentes escalas espaciales es la transformada de Fourier.

Otras operaciones con imágenes digitales hacen transformaciones simples, aplicando las matemáticas básicas. Para ello se requiere un mínimo de 2

imágenes de bandas distintas; los tipos de operaciones también llamadas álgebra de mapas son:

- Sumas: La suma de 2 o más bandas espectrales se usa para reducir el ruido propio de la imagen.
- Diferencias: Se usan básicamente para detectar cambios, por ejemplo imágenes tomadas en distintas fechas.
- Cocientes: Los cocientes sirven para detectar o acentuar algunas características especiales, como el contenido de hierro en rocas o la vegetación de la zona.

2.2 MÉTODOS GEOFÍSICOS

La configuración estructural del suelo y subsuelo forma parte de la geología del subsuelo, es decir, la interpretación estructural permitirá conocer las fallas existentes y la estratigrafía permite determinar la correlación existente entre una arena determinada, barreras de permeabilidad, cambios de facies, etc.

Con los métodos geofísicos llamados indirectos se puede investigar zonas sin acceso para el ser humano, como el interior de la tierra, se utilizan en la búsqueda de diversos recursos, como yacimientos minerales, petróleo, agua, entre otros, proporcionando información sin hacer una perforación que sea costosa.

Se aplican considerando las siguientes variables la profundidad, la geometría del área de estudio y las propiedades que se desea investigar, en base a estas características los métodos geofísicos se clasifican en: potenciales (gravimetría y magnetometría), eléctricos (sondeos eléctricos verticales), electromagnéticos, exploración sísmica y estudios de radar de penetración terrestre.

Los métodos geofísicos como la gravimetría, magnetometría y resistividad eléctrica aprovechan las propiedades físicas de las rocas para obtener información para así delimitar la configuración estructural y estratigráfica del suelo y subsuelo Figura 2.

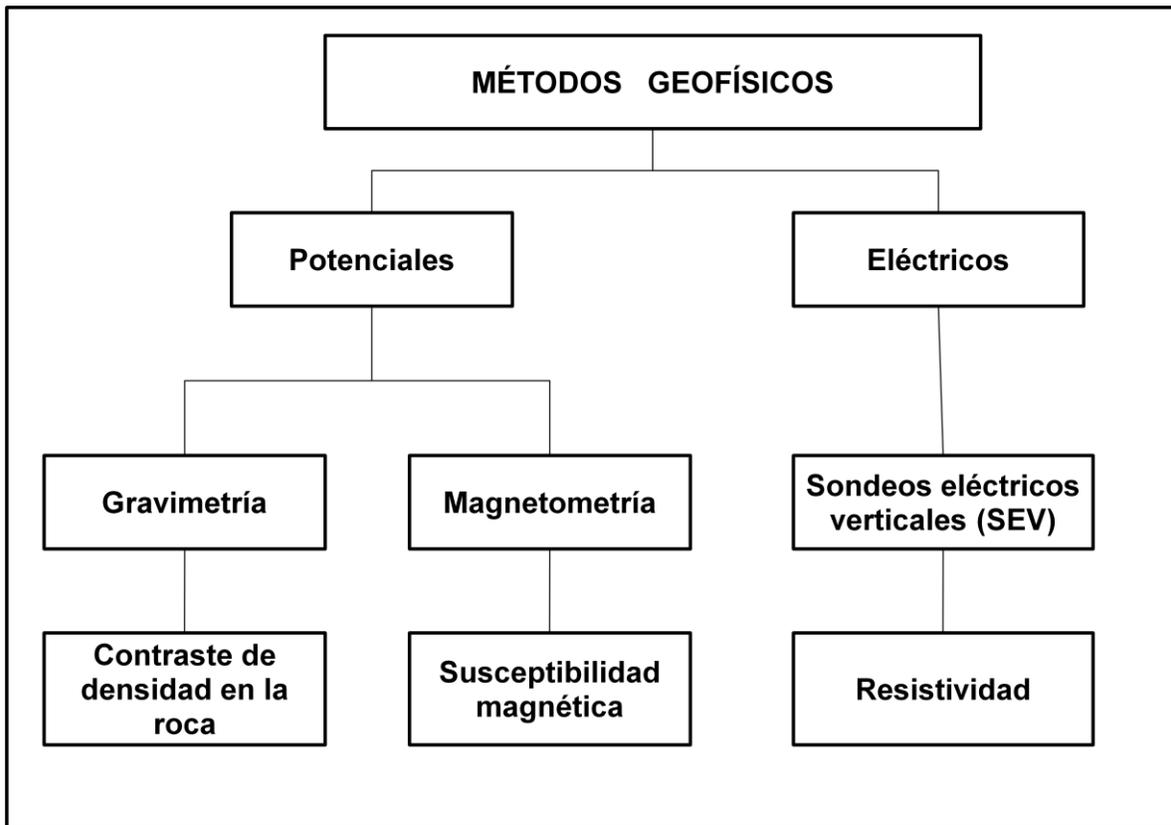


Figura.- 2 Esquema de métodos geofísicos de exploración y las propiedades físicas asociadas

Los métodos geofísicos ofrecen una forma de obtener información detallada acerca de las condiciones del suelo y rocas del subsuelo. Esta capacidad de caracterizar rápidamente las condiciones del subsuelo sin perturbarlo, ofrece el beneficio de costos más bajos y menos riesgo, dando mejor entendimiento general de las condiciones complejas del sitio. Es necesario utilizar más de un método para lograr obtener la información deseada. A continuación se describe cada uno de estos métodos de manera detallada.

2.2.1 Gravimetría

El objetivo de la gravimetría es la determinación de la distribución de la densidad de las rocas del subsuelo mediante la observación de las perturbaciones que las estructuras geológicas originan en el campo gravitatorio terrestre medido sobre la superficie (Plata, 2009).

El método de exploración o prospección gravimétrica permite detectar variaciones en la densidad de materiales bajo la superficie, midiendo la gravedad e interpretando los valores registrados.

Tiene como fundamento físico la primera y segunda ley de Newton, la primera establece que existe una fuerza de atracción entre dos masas m_1 y m_2 separadas por una distancia r (Figura 3).

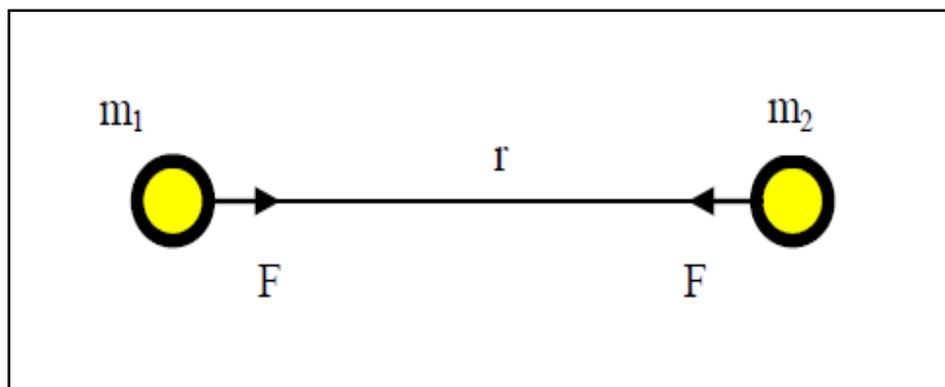


Figura.- 3 Fuerza de atracción entre dos masas

Si suponemos que la tierra es esférica e irrotacional con masa M , y radio R , la fuerza o atracción newtoniana a una masa genérica m sobre su superficie será:

$$F = G \frac{m * M}{R^2} \quad \text{.....(9)}$$

Donde **G** es el valor de la constante de Gravitación Universal determinado por Cavendish y que vale $6,67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2 / \text{kg}^2$.

La segunda ley de Newton establece que la fuerza **F** es igual a la masa **m** por la aceleración **a**:

$$F = m * a \quad \text{.....(10)}$$

Entonces definimos como **g** a la aceleración de la gravedad, causada por la atracción de la masa de la tierra, por lo tanto:

$$g = G \frac{M}{R^2} \quad \text{.....(11)}$$

Por el principio de equivalencia sabemos que un campo gravitacional es exactamente equivalente a un movimiento acelerado ($g = F/M$), por ello consideramos a la aceleración de la gravedad como un vector en el espacio.

Por lo tanto la prospección gravimétrica consiste en la medición de pequeñas variaciones del campo gravitacional en la superficie de la tierra. Estas diferencias o distorsiones en este campo de punto a punto sobre la superficie terrestre son causadas por cualquier variación lateral en la distribución de las masas en el interior de la Tierra.

Si movimientos geológicos involucran a rocas de diferente densidad, la irregularidad resultante en la distribución de las masas hará una variación correspondiente de la aceleración de la gravedad. Las variaciones medidas se interpretan en términos de distribuciones de masa probables en el subsuelo, que son la base para inferir las posibles condiciones geológicas existentes (Nettleton, 1976).

2.2.1.1 Superficies equipotenciales de la tierra

Una superficie equipotencial es aquella en la que el potencial gravitatorio permanece constante. Las líneas de campo de fuerza en cualquier punto son siempre perpendiculares a sus superficies equipotenciales y, análogamente, cualquier superficie que es perpendicular en cualquier punto a todas las líneas de campo debe ser una superficie equipotencial (Blakely, 1995).

El potencial gravitacional se define como la función de trabajo o como su negativo dependiendo de la convención utilizada, es decir: si las partículas se atraen una a otra (por ejemplo, el campo gravitacional), entonces el potencial es igual al trabajo realizado por el campo para transportar una partícula desde el infinito al punto de medición. Si las partículas se repelen (como los campos electrostáticos), entonces el potencial es igual al trabajo realizado contra el campo por la partícula. En el último caso, el potencial es la energía potencial de la partícula; en el primero, es el negativo de la energía potencial de la partícula.

2.2.1.2 El geoide, elipsoide y superficie topográfica

La gravimetría está relacionada con tres superficies equipotenciales; geoide, elipsoide y topografía. Debido a que la fuerza de gravedad varía de un lugar a otro alrededor de la Tierra, las superficies equipotenciales que la rodean son suaves pero irregulares.

El geoide es una superficie forma casi esférica definido por la superficie equipotencial del campo de gravedad terrestre, es aquella descrita por el nivel del mar sin los efectos de corrientes oceánicas, clima y mareas.

En cualquier punto, el geoide puede ser pensado como el nivel del agua en un canal imaginario conectado a cada final con un océano. La forma del geoide está influenciada por las masas internas; éste se “abulta” sobre los excesos de masa (por ejemplo, rangos montañosos o cuerpos de alta densidad), y tiene

depresiones sobre las deficiencias de masa (valles o cuerpos de baja densidad) (Blakely, 1995).

Los geodestas determinan la figura de la Tierra, es decir, el geoide, en dos pasos. Primero, reducen al geoide la gravedad observada en la superficie de la Tierra. Segundo, a partir de ésta calculan las ondulaciones de geoide, es decir, las desviaciones a partir de la superficie del elipsoide de referencia (Li y Götze, 2001).

En general, los rasgos del geoide se expresan por medio de expansión de armónicos esféricos del potencial gravitacional en un sistema de coordenadas esféricas ligado a la Tierra que hace intervenir unos coeficientes dependiendo, bajo forma integrada, de la forma y de la estructura interna de la tierra .

Estos parámetros se dividen en dos categorías: los armónicos zonales J_l (de grado l y orden 0) que caracterizan variaciones de forma y de densidad promediados en longitud y los armónicos teserales C_{lm} y S_{lm} (de grado l y orden m) que permiten también describir variaciones en longitud. Para conocer el potencial, hay que calcular los armónicos de esta representación.

Prácticamente la serie es truncada a un grado (y orden) máximo n , determinado por la sensibilidad y la cobertura de las observaciones efectuadas.

De tal manera que la relación entre el grado armónico esférico n y la longitud de onda λ de ondulaciones de geoide es (Li y Götze, 2001):

$$\lambda = \frac{2\pi R}{n} \approx \frac{40000 \text{ Km}}{n} \quad \dots(12)$$

El elipsoide es la superficie esferoidal que formaría una Tierra rotando y con una densidad uniforme; además, es la que mejor aproxima a la forma terrestre. Las diferencias en altura entre este esferoide y el geoide rara vez exceden los 100 metros y generalmente caen abajo de 50 metros (Blakely, 1995) y reflejan variaciones laterales a partir del modelo de densidad uniforme.

Debido a la complejidad de las variaciones internas de densidad, es más común referenciarse a una superficie más suave y simple. Por acuerdo internacional, esta superficie equipotencial imaginaria.

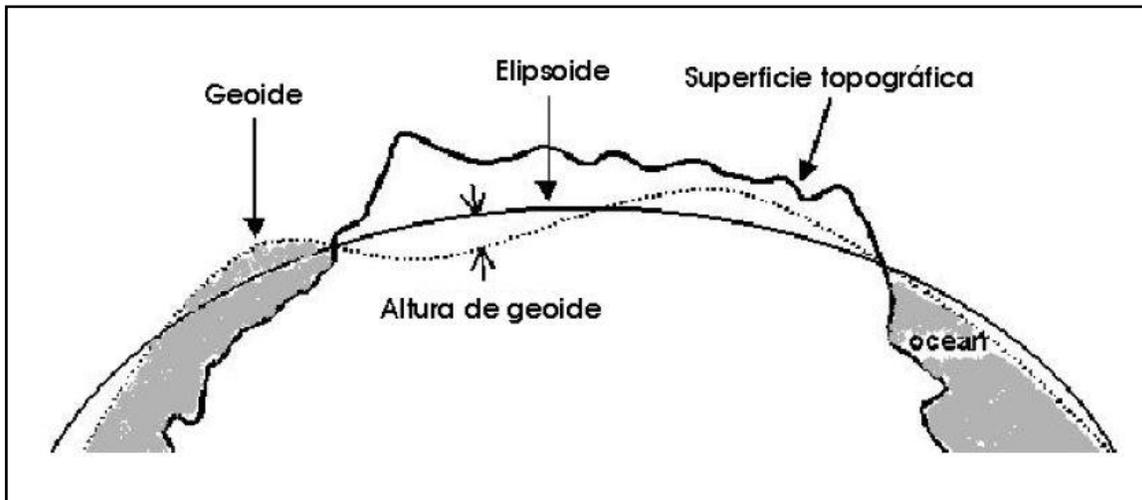


Figura.- 4 Imagen que muestra el elipsoide, geoide y la superficie topográfica. Modificada de (Li y Götze, 2001).

2.2.1.3 Procesado de datos gravimétricos

El procesado de los datos gravimétricos tiene como objetivo eliminar las diferentes variaciones en los datos tomados, con respecto a la estación base, debido a que la gravedad varía dependiendo de su latitud y altitud, por lo cual, se tienen que realizar las siguientes correcciones (Figura 5).

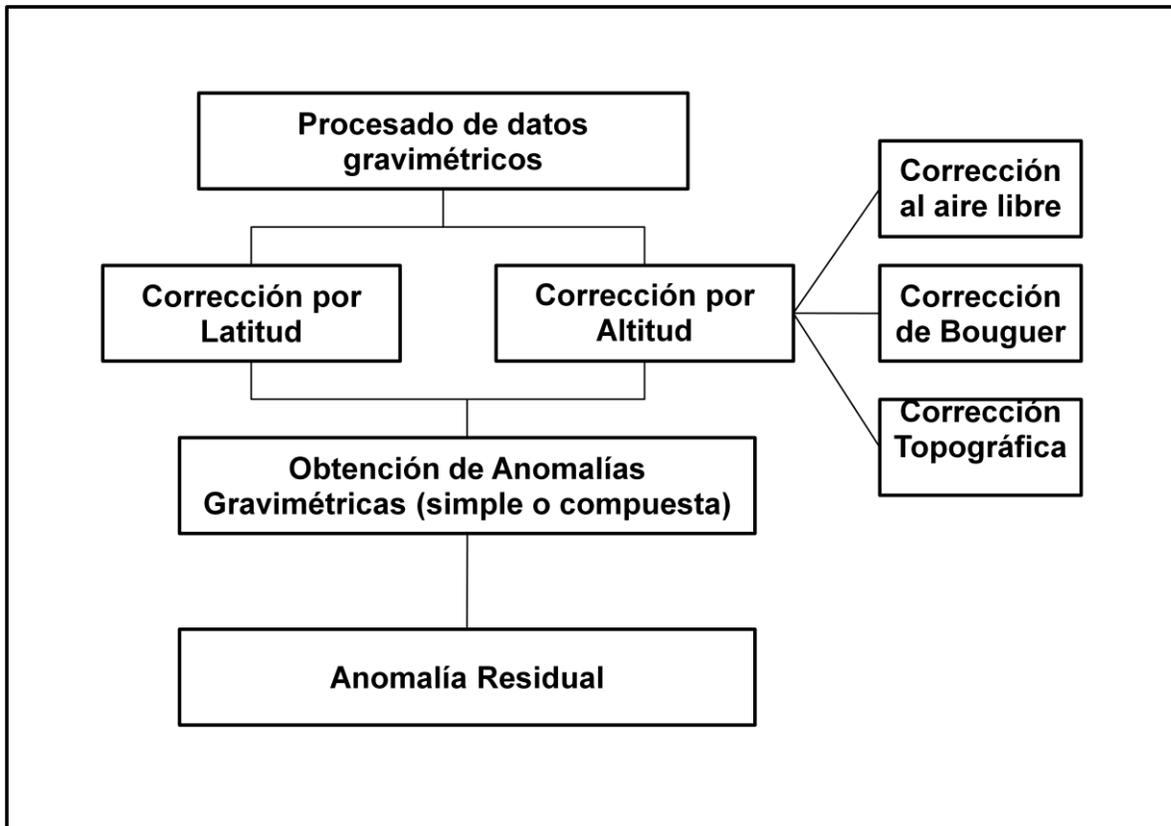


Figura.- 5 Esquema del procesado de datos gravimétricos

Para efectuar estas correcciones el gravímetro debe estar correctamente calibrado antes de comenzar el levantamiento gravimétrico .

2.2.1.3.1 Corrección por Latitud

La Corrección por Latitud, se realiza debido a la variación de la aceleración de la gravedad, que depende de la latitud, ya que la aceleración es mayor conforme nos acercamos a los Polos, y es menor en el Ecuador, y también es afectada, pero en menor proporción, por la fuerza centrífuga por efecto de rotación, que es menor en los Polos y mayor en el Ecuador, y tiene un sentido contrario a la fuerza de gravedad. Debido a esta variación, se han propuesto una serie de fórmulas para calcular la gravedad teórica sobre la superficie, considerando a la Tierra como un elipsoide de revolución o esferoide. La siguiente

expresión corresponde a la Fórmula Internacional de la Gravedad de 1984 del Sistema Internacional Geodésico Mundial:

$$g_{esf} = g_e (1 + 0.005285507 \text{ sen}^2 \phi - 0.0000016166 \text{ sen}^2 2\phi) \quad \dots(13)$$

Donde:

ϕ es la latitud de la estación base en coordenadas geográficas

g_e es la gravedad en el Ecuador igual a 978,032.6714 mGal.

Reduciendo llegamos a la corrección por latitud (C_{lat}) dada por :

$$C_{lat} = 0.81 \text{ sen}^2 \phi \quad mGal/Km \quad \dots(14)$$

Si la estación medida con respecto a la estación base, se acerca más al Ecuador, la corrección se debe sumar y se restará entre más se acerque a los Polos.

2.2.1.3.2 Corrección por Altitud

La Corrección por Altitud está dada por la variación de elevación sobre el nivel del mar, por la densidad del material sobre la elevación, y por las elevaciones o cerros que se encuentren a su alrededor (Cantos, 1974). Dado esto, se tienen 3 diferentes tipos de correcciones:

Corrección por altura o de Aire Libre.

La corrección por altura explica el cambio de la gravedad teórica debido a que la estación está situada arriba o abajo del elipsoide a la altura h . Históricamente, esta corrección por altura ha sido llamada corrección de "aire

libre” y se piensa que está asociada con la elevación no con la altura de elipsoide h . En geodesia, la corrección de aire libre ha sido erróneamente interpretada como una reducción de la gravedad observada en la superficie topográfica al geoide, lo cual ha dado surgimiento a una confusión en geofísica (Li y Götze, 2001).

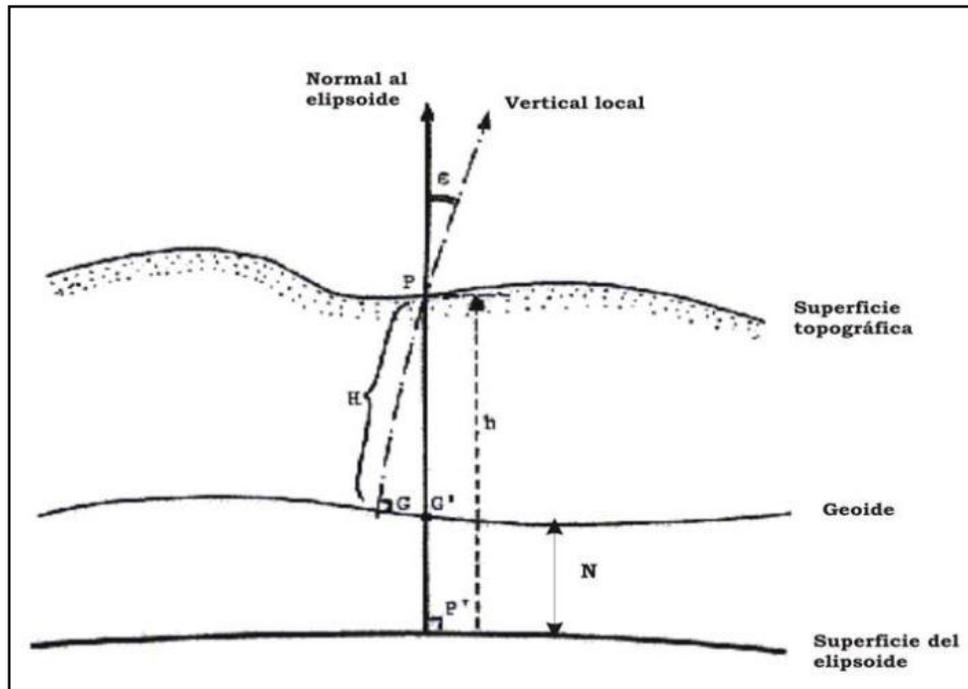


Figura.- 6 Imagen que muestra las alturas de geoide (elevación) H y de elipsoide h respecto a la superficie topográfica .

Esta corrección se refiere a la intensidad de la gravedad que varía de acuerdo a la distancia del punto de medición con respecto al centro de la Tierra, es decir, cómo varía la fuerza de gravedad con la elevación (z) de la estación base a la estación medida. Para ello, se considera la elevación de la estación base como referencia, y se le resta a la obtenida en la estación en la cual se quiera hacer la corrección, obteniendo así la altura h de separación entre ellas (Figura 6).

Responde al hecho de que la medición no fue hecha a nivel del mar. El modelo de la Tierra asume una gravedad teórica al nivel del mar que está basada en la Ley de Newton Esta corrección se obtiene de la siguiente fórmula:

$$g = \frac{GM}{R^2} \quad \text{.....(15)}$$

Donde:

g = es la aceleración debida a la gravedad

G = es la constate gravitacional universal

M = la masa de la Tierra

R = es la distancia entre el punto de observación y el centro de la Tierra.

Sin embargo, esta fórmula asume que la forma de la Tierra es una esfera y no un elipsoide, pero esto se resuelve aplicando la derivada de g con respecto a h (Chapin, 1996).

$$\frac{dg}{dh} = \frac{2gh}{R} - \frac{3gh^2}{R^2} \quad \text{.....(16)}$$

En la práctica, esto se lleva a cabo con un término lineal,

$$C_{AL} = 0.3086 h [mGal] \quad \text{.....(17)}$$

Donde h es la altura dado en metros.

La corrección es positiva si el punto de medición está sobre el nivel de la estación base, en caso contrario es negativa.

Corrección de Bouguer (C_B). Es similar a la corrección por elevación, sólo que toma en cuenta el material entre la estación base y la estación medida, aproximando todas las masas arriba o abajo del plano de referencia con una base homogénea de extensión lateral infinita y de espesor igual a la altura h de la estación respecto al plano de referencia (Figura 7).

Esto quiere decir que se calcula hallando el efecto gravitatorio del terreno comprendido entre el nivel de la estación y el nivel de referencia, suponiendo que la estación se ha hecho en un plano topográfico horizontal

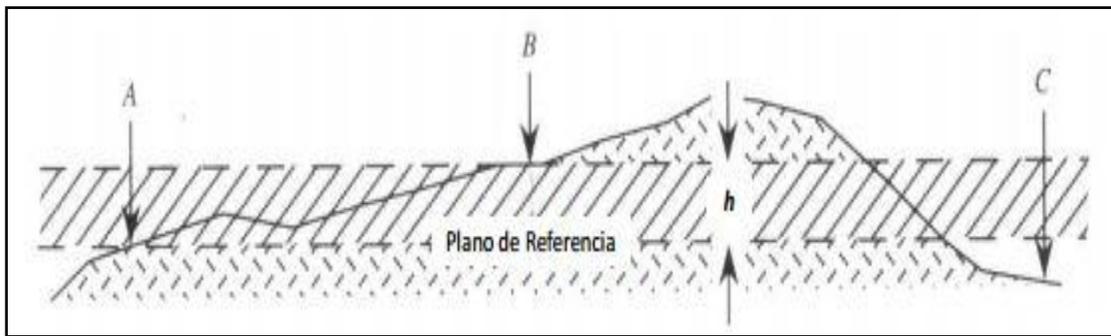


Figura.- 7 Losa infinita usada para corregir el exceso de masa bajo el punto B (Burger, 1992)

La corrección de aire libre y latitud ignoran las masas que pueden existir entre el punto de observación y el elipsoide. La corrección de Bouguer toma en cuenta estas masas adicionales y las aproxima con un escalón de extensión infinita y homogénea de espesor igual a la altura del punto de observación arriba del nivel de referencia. La fórmula de la corrección de Bouguer es:

$$C_B = 0.04193 \rho h \quad [mGal] \quad \dots(18)$$

Donde:

ρ = es la densidad en promedio es de 2.67 gr/cm^3

h = es la altura en metros

La corrección es negativa si la estación medida está por encima del nivel de referencia, ya que la densidad del cuerpo aumenta la atracción, entre mayor sea la altura mayor será.

Corrección Topográfica (C_T). Se considera el efecto de atracción de masa dado por la topografía (valles y montañas) de alrededor de la estación, tanto las situadas por encima de la estación como las depresiones situadas debajo de la estación, pero como este material en realidad no existe, debemos sumar su atracción para compensar (Figura 8).

Ésta trata de hacer más realista el escalón de Bouguer, ya que pueden haber valles abajo del punto de medición, o topografía más alta sobre el plano, es decir, toma en cuenta las masas laterales a la estación donde se hace la medición.

El valle hace una deficiencia en la gravedad que no es tomada en cuenta por dicho escalón; y la topografía más alta tiene un componente de atracción vertical hacia arriba, el cual también tiende a hacer decrecer la gravedad, y que tampoco es tomado en cuenta. Por lo tanto ambos producen efectos negativos, y la corrección por terreno es siempre positiva (Nettleton, 1976).

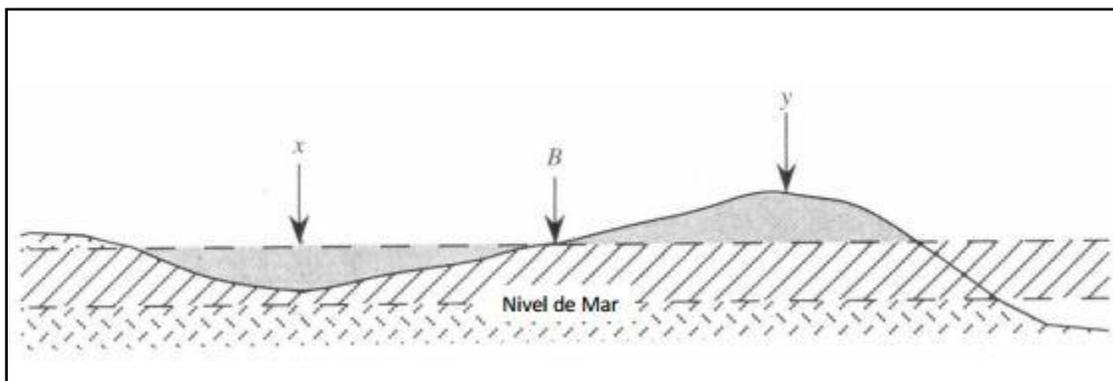


Figura.- 8 Un ejemplo de corrección de terreno requiere un región x y y debido a la natural simplicidad de la corrección de Bouguer aplicada en el punto B(Burger, 1992)

Por lo tanto, la corrección topográfica se suma siempre, ya se trate de un valle o de una montaña, ya que éstos generan cierta atracción a la estación tomada. Esta corrección se obtiene usando unos gráficos que consisten en una serie de círculos concéntricos alrededor de la estación dividida en sectores, estos gráficos se sobreponen al mapa topográfico, de donde se deduce dicha altura media y con ayuda de unas tablas ya calculadas por Hammer (1939) se hallan los efectos gravimétricos debido a cada uno de los prismas que tienen de base estos sectores y altura (Figura 9).

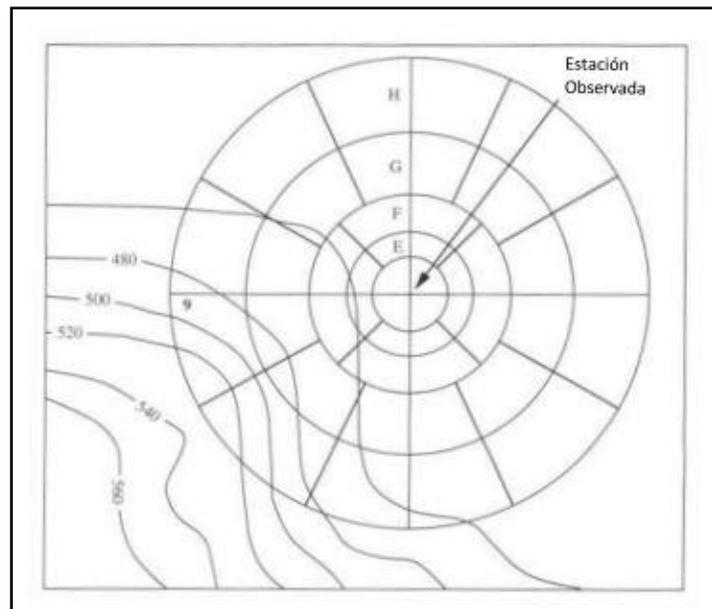


Figura.- 9 Plantilla de Hammer (Burger, 1992).

2.2.1.4 Anomalías gravimétricas

La discrepancia entre el valor de gravedad observado o medido, corregido o bajado al nivel del mar, geoide o elipsoide, y el valor teórico calculado es lo que se denomina anomalía gravimétrica, es decir, es la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica producida por el elipsoide, y se calcula usando la altura de elipsoide h en lugar de la elevación H .

A la reducción de la gravedad observada al nivel de la estación base, la cual incluye todas las correcciones mencionadas anteriormente y comparándola

con la gravedad teórica, es lo que comúnmente se conoce como Anomalía de Bouguer.

2.2.1.4.1 Anomalía de Bouguer

Generalmente, todas las correcciones anteriores sólo habrán provocado un cambio relativamente pequeño en la fórmula de la gravedad teórica. Se dice entonces que :

Anomalía de Bouguer = gravedad observada – modelo de la Tierra corregido:

$$A_B = g_0 - \gamma + C_{lat} + C_{AL} + C_B \quad \text{.....(19)}$$

Donde:

g_0 = gravedad observada

γ = gravedad teórica

C_{AL} = corrección por altura

C_B = corrección de Bouguer

A ésta se le llama la anomalía de Bouguer simple, si se le suma la corrección por terreno (CT), se obtiene la anomalía de Bouguer completa

$$A_{BC} = A_B + C_T \quad \text{.....(20)}$$

La anomalía de Bouguer refleja “masas anómalas”, masas con densidad arriba o debajo de la densidad de referencia, por ejemplo, 2.67 g/cm^3 . La elección de este valor es una densidad promedio de la corteza apropiada para la mayoría de las situaciones geológicas.

2.2.1.4.2 Separación de anomalías regional y residual

Para poder hacer una interpretación del basamento, se separa la anomalía de gravedad de interés. Se considera que la anomalía de Bouguer es la suma de dos componentes: efecto regional, que corresponde a las masas profundas y lejanas (generalmente el basamento), y efecto residual debido a las masas superficiales como estratos geológicos con mayor o menor densidad que las rocas circundantes (Figura 10). Hay que recordar que como cualquier otra técnica geofísica, el factor más importante en la interpretación es el conocimiento de la geología local.

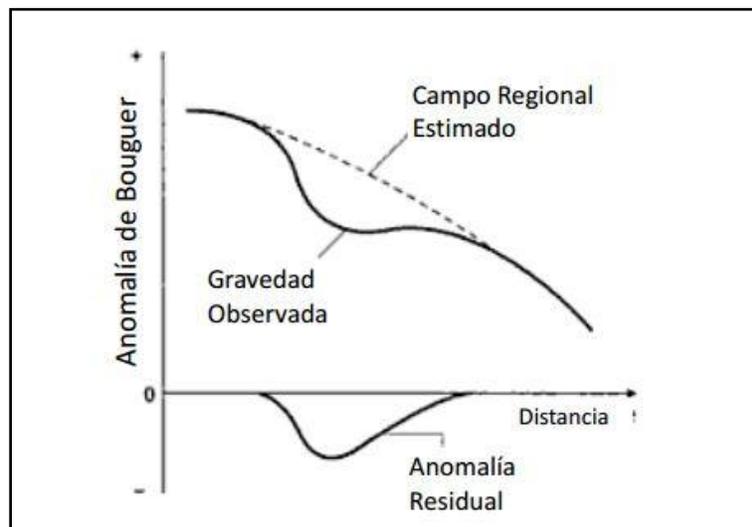


Figura.- 10 Ejemplo de Anomalías Regional y Residual (modificado de Kearey, 2002).

Dado que lo que interesa hacer resaltar es el efecto debido a la masa superficial, se elimina o reduce el correspondiente a la masa profunda. Por esto se define como Anomalía Regional al efecto de todo aquello que no interesa prospectar (Cantos, 1974). La Anomalía Residual se define como:

$$\text{Anomalia Residual} = \text{Anomalia Bouguer} - \text{Anomalia Regional}$$

2.2.2 Magnetometría

El conocimiento del campo magnético de la Tierra (C.M.T.) es tan antiguo como el del imán mismo. La magnetita, un mineral de hierro fuertemente magnético, fue descubierto en la antigua Grecia por lo menos 600 años a. J.C. Como esta roca es una parte muy pequeña, de la corteza terrestre los griegos demostraron que el magnetismo estaba estrechamente relacionado con la Tierra, pero sin pensar que toda la Tierra actuaba como un imán.

El campo magnético fue utilizado mucho antes de que se lo descubriera como tal. Los chinos inventaron en el siglo I de esta era, una brújula sencilla que apuntaba aproximadamente al Norte. Recién en el año 1600 William Gilbert, un médico inglés, demostró que el comportamiento de la brújula en la Tierra era similar al de una aguja de hierro colocada sobre una esfera de magnetita.

En 1785 Charles Augustin de Coulomb mostró que la fuerza de atracción o repulsión entre los cuerpos eléctricamente cargados y también entre los polos magnéticos obedecen una ley cuadrada inversa como la derivada por Newton para la gravedad. Para hacer las medidas necesarias para demostrar esto, Coulomb (independiente de John Michell) inventó la balanza de torsión.

2.2.2.1 Fuerza entre polos magnéticos

Si dos polos de fuerza P_0 y P_1 respectivamente están separados por una distancia r , la fuerza F entre ellos será:

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{P_0 P_1}{r^2} \quad \dots(21)$$

la constante μ es conocida como la permeabilidad que depende del medio en donde los polos están situados. La fuerza F será de repulsión cuando los polos tengan la misma polaridad, y de atracción cuando la fuerza sea diferente, entonces la fuerza será de atracción.

2.2.2.2 Campo Magnético

Las mediciones sistemáticas del C.M.T. se basan en pequeñas variaciones del campo magnético ya que puede indicar la presencia en profundidad de materiales magnéticos o minerales que van asociados a las rocas ígneas proporcionando información sobre el basamento y su profundidad, siendo éste una herramienta al estudiar la geología estructural y regional.

Como todo campo magnético se representa como un vector, antes de hacer cualquier consideración sobre el C.M.T., se define un sistema común de referencia sobre la Tierra, y así asegurar que los datos tomados en todo el mundo puedan ser comparables. Teóricamente, hay varias formas de hacerlo, pero en la práctica es común descomponer la inducción magnética terrestre F ó B respecto a tres ejes perpendiculares entre sí: el Norte Geográfico X , el Este Geográfico Y y la Vertical Z (Figura 11).

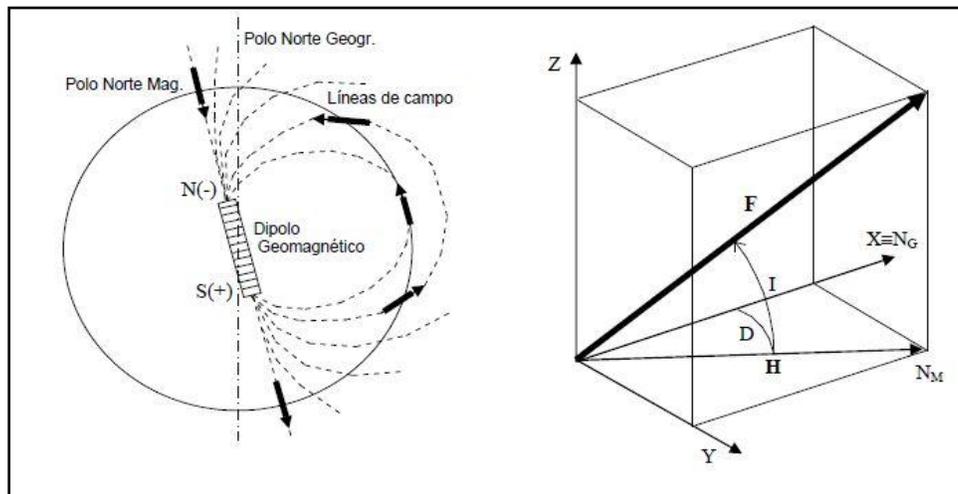


Figura.- 11 Representación esquemática de los elementos magnéticos del Campo Magnético de la Tierra

La inducción magnética F ó B en cualquier punto O sobre la superficie de la Tierra es un vector con su magnitud y dirección correspondientes. Una brújula libre de rotar en un plano horizontal en O , quedará en reposo a lo largo de H , componente horizontal del C.M.T. El plano que contiene a F y H se denomina meridiano magnético en O , así como el que contiene a Z y X es el meridiano geográfico.

El ángulo entre los dos meridianos, magnético y geográfico, es la declinación magnética D , que se mide positivo hacia el Este y negativo hacia el Oeste. El ángulo que forma F con la horizontal H se llama inclinación magnética I , positiva cuando F está debajo de la horizontal.

F ó B , H , D , I , X , Y y Z se conocen como los elementos magnéticos del campo terrestre. Por trigonometría, conociendo tres de estos elementos, pueden determinarse los restantes. A los fines prácticos, las direcciones r y q vistas en la teoría del potencial magnético son la vertical del lugar y la tangente a la superficie terrestre respectivamente. Entonces $H_r = Z$ es la componente vertical y $H_q = H$ es la componente horizontal.

Usando el sistema C.G.S. de unidades, el Momento Magnético M de la Tierra es de 8×10^{25} unidades electromagnéticas. Entonces r será el radio terrestre en centímetros y q será equivalente a la colatitud. La intensidad del campo resultante estará dado en Oersted, y debe ser multiplicada por 105 para que esté expresada en nanoTeslas.

El tratamiento matemático que se da al campo magneto estático terrestre es idéntico al que se le da al campo gravitacional terrestre, ya que ambas cumplen con el mismo tipo de ecuaciones de campo (de campo conservativo). Sin embargo, los campos son físicamente distintos; el campo magnético terrestre siempre será un campo dipolar (solenoides) y el campo gravitacional siempre será

un campo monopolar (conservativo).

El cálculo e interpretación de las anomalías magnéticas son mucho más complejos que las anomalías gravimétricas, esto se debe fundamentalmente a que todo cuerpo anómalo tiene dos polos de distinto signo, mientras que en gravedad podemos considerar que la atracción de masas equivale a solo un polo positivo o negativo, según la densidad sea mayor o menor que las masas circundantes.

2.2.2.3 La Susceptibilidad magnética

La intensidad de magnetización I , se relaciona con la fuerza del campo magnético inductor H , a través de una constante de proporcionalidad k , conocida como la susceptibilidad magnética. La susceptibilidad magnética es una constante unidimensional que es determinada por las propiedades físicas del material magnético. Puede asumir valores positivos o negativos. Los valores positivos implican que el campo magnético inducido I , tiene la misma dirección que el campo inductor H ; y los valores Negativos implican que el campo magnético inducido está en la dirección opuesta como el campo inductor.

Todos los materiales pueden ser clasificados en tres principales grupos (Telford et al, 1976) de acuerdo a su comportamiento magnético: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos, aunque ésta última categoría incluye otras subdivisiones.

a) Diamagnetismo: un material es diamagnético cuando su susceptibilidad magnética es negativa. Esto implica que la intensidad de la magnetización inducida del material, debida a un campo magnético, es contraria a la dirección de todos los materiales.

b) Paramagnetismo: Por definición, todos los materiales que no son diamagnéticos, son paramagnéticos. En un material paramagnético cada átomo o molécula tiene un momento magnético neto en un campo externo nulo.

c) Ferromagnetismo: Son materiales en los que la interacción entre átomos y grupos de átomos es tan fuerte que existe un alineamiento de momentos dentro de una región muy grande del material.

d) Ferrimagnetismo: Son materiales en los cuales los dominios magnéticos están subdivididos en regiones que se encuentran en oposición uno con otro, sin embargo, su momento magnético es distinto de cero cuando $H=0$.

2.2.2.4 Campo Geomagnético de Referencia Internacional

Los servicios de los observatorios magnéticos fijos y de los móviles transportados por barcos, aviones y satélites mejoran permanentemente el modelo de campo geomagnético. Sobre esta base la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía estableció un Campo Geomagnético de Referencia Internacional conocido como (**I.G.R.F**), que permite determinar valores del campo teórico, llamados geomagnéticos a diferencia de los valores reales medidos llamados simplemente magnéticos. A partir de este análisis, el C.M.T. tiene las siguientes características:

- El 95% del campo total es de origen interno y solo el 5% es de origen externo, principalmente dipolar, es decir, como el producido por un imán o un solenoide, aunque en la realidad se trate de un proceso complejo y difícil de imaginar. Este se conoce como el dipolo geomagnético.
- El dipolo geomagnético ideal forma un ángulo de $11,4^\circ$ con el eje de rotación de la Tierra, y su centro está desplazado unos 400 km del centro de la Tierra. Los puntos en los cuales el eje dipolar geomagnético corta la superficie de la Tierra se denominan Polos Geomagnéticos

Norte y Sur. El círculo máximo perpendicular a este eje se conoce como Ecuador Geomagnético. Por definición, los polos Norte magnético y geomagnético son de signo negativo, y que la definición de polo de un imán es diferente a la de polo en la Tierra.

- La unidad del C.M.T. en el sistema CGS es el oersted, pero debido a su baja intensidad se utiliza el gamma (g) o últimamente el Tesla (T) cuya relación es $1\text{gamma} = 10^{-5}\text{ oersted} = 10^{-9}\text{ Tesla} = 1\text{ nanoTesla (nT)}$.
- Si el dipolo geomagnético fuera el único causante del C.M.T., la inducción magnética sería de unos 62.0 nT en los Polos y 31.0 nT en el Ecuador.
- Existe un campo no dipolar que es el responsable de la mayor parte de las irregularidades del C.M.T. Si se le resta al C.M.T. el campo dipolar geomagnético, lo que queda es el campo no dipolar. Las componentes de este campo también se muestran en cartas magnéticas donde se ve que este campo tiene centros de alta inducción positiva y negativa llamados vórtices, que son en definitiva los causantes de las irregularidades del C.M.T.
- En los polos geomagnéticos Norte y Sur la inclinación debería ser de $+90^\circ$ y -90° respectivamente, lo que no ocurre justamente por la influencia del campo no dipolar. Y más aún, existen lugares de la Tierra donde la inclinación de los campos dipolar y no dipolar se suman para dar una inclinación total de $\pm 90^\circ$, lo que se conoce como polos de máxima inclinación magnética.

Algunos minerales como la magnetita, ilmenita y pirrotita tienen alta susceptibilidad, siendo la primera la mayor. Por ello, la susceptibilidad de todas las rocas se mide como un porcentaje de magnetita. La verdadera susceptibilidad de la magnetita varía entre 0.1 y 1.0 uem, dependiendo del tamaño del grano, forma e impurezas, adoptándose como media $k=0.35$ uem. Una roca con un 1% de magnetita tendrá una susceptibilidad $k=0.003$, es decir 3×10^{-3} uem. Los valores medidos para diferentes tipos de roca se muestra en la tabla 2.

Tabla 2 Los valores medios para diferentes tipos de roca

Sedimentarias	5.10^{-5} uem	0.016% magnetita
Metamórficas	3.10^{-4} uem	0.100% ,,
Granitos y Riolitas	5.10^{-4} uem	0.160% ,,
Garbos y Basaltos	6.10^{-3} uem	0.200% ,,
Rocas Ultrabásicos	12.10^{-3} uem	4.000% ,,

2.2.2.6 Correcciones magnetométricas

La exploración magnética no requiere de tantos cuidados y correcciones como la gravimétrica. Sin embargo, hay que seguir un procedimiento para obtener una precisión aceptable en las mediciones, aunque la exploración desde el aire requiere de otros cuidados adicionales.

En un levantamiento magnético las mediciones del campo total involucran una suma de contribuciones internas y externas a la Tierra. Para obtener una anomalía magnética que nos proporcione únicamente información de la contribución de la corteza, y más específicamente de la distribución de los minerales magnéticos en ella, es necesario eliminar la aportación del campo magnético del núcleo, así como las fuentes de campo magnético externas.

Existen distintas correcciones que es necesario aplicar a los datos de campo magnético, a continuación sólo se mencionan las más significativas para el presente estudio (Figura 13).

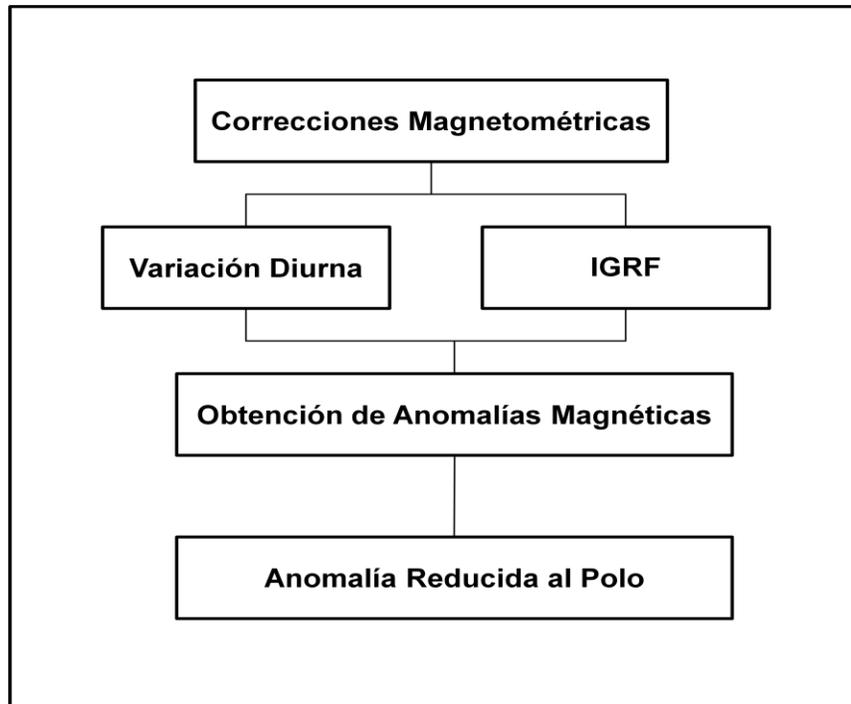


Figura.- 13 Esquema para la corrección de datos magnéticos

Las variaciones diurnas

Las variaciones diurnas y de deriva instrumental con frecuencia se agrupan en el término "deriva" y se eliminan globalmente volviendo periódicamente a realizar observaciones en algunos puntos y repartiendo proporcionalmente al tiempo las desviaciones de cierre. Las variaciones diurnas pueden alcanzar varias decenas de gammas; la deriva instrumental es mucho menor.

Las anomalías gravimétricas suelen situarse justo encima del cuerpo causativo, pero en magnetometría no sucede lo mismo. Una distribución uniforme de material magnético producirá una anomalía sesgada si el campo magnético inductor no es vertical (Blakely, 1996).

El campo geomagnético tiene variaciones de intensidad en el transcurso del día, las cuales deben ser eliminadas. El método más sencillo para eliminar éstas variaciones, consiste en registrar el campo geomagnético en la misma dirección y

en un mismo punto (base) cercano al lugar de estudio (no mayor a 100 km de distancia), durante un periodo mayor o igual a 24 horas en intervalos iguales de tiempo (Breiner, 1973).

Si una curva suave en función del tiempo puede ser ajustada a las lecturas de la base, entonces estos valores pueden ser restados o eliminados de otras lecturas si se tiene la hora en la que se realizaron estas últimas mediciones.

Así entonces, se examinan los valores del campo en la base geomagnética y se elige a uno de ellos como referencia ($V_{\text{referencia}}$). Después, teniendo la hora en la que se realizaron las mediciones de las estaciones de cada perfil, se busca el valor que corresponda en la base a dicha hora (V_{base}) y se realiza la siguiente diferencia:

$$\text{Variación Diurna} = V_{\text{referencia}} - V_{\text{base}} \quad \dots(22)$$

Corrección IGRF

El IGRF es actualizado cada 5 años e incluye los coeficientes para predecir el campo producido por el núcleo para un futuro inmediato, suponiendo que cada coeficiente cambia linealmente en el tiempo. Al eliminar la contribución del campo magnético del núcleo la información restante nos proporciona de manera aproximada la contribución del campo magnético de la corteza.

Así entonces, el campo que resulta de eliminar los efectos o contribuciones de la variación diurna y la resta del IGRF, es producto de la distribución de los minerales magnéticos en la corteza (20-30 km), y se le denomina anomalía del campo magnético

Las anomalías magnéticas contienen la suma de los efectos de distintas fuentes (cuerpos someros, intermedios, profundos, fuentes de ruido, etc.) y el proceso de filtrado nos permite separar los efectos de ellas.

Existen diversos filtros con distintos objetivos, pero su propósito general es realzar las anomalías de interés para obtener información preliminar de la localización de la fuente. A continuación se describe el filtrado de reducción al polo.

Reducción al polo

Las anomalías gravimétricas suelen situarse justo encima del cuerpo causativo, pero en magnetometría no sucede lo mismo. Una distribución uniforme de material magnético producirá una anomalía sesgada si el campo magnético inductor no es vertical (Blakely, 1996).

La reducción al polo es un procedimiento matemático que transforma una anomalía medida bajo cualquier dirección de campo magnético, en aquella que sería medida bajo un campo vertical. Así, las anomalías magnéticas serán reubicadas sobre sus respectivos cuerpos causativos y los cuerpos simétricos producirán anomalías simétricas.

2.3 MODELADO GEOFÍSICO

Los datos geofísicos son el resultado del muestreo de la distribución de una propiedad física en el subsuelo. El modelado geofísico define la correlación entre un modelo del subsuelo y los datos geofísicos, es decir, es la construcción y visualización de una estructura geológica concreta con objeto de determinar con precisión su extensión y estructura interna así como caracterizar geométrica y petrofísicamente las diferentes unidades litoestratigráficas que la forman.

Un modelo geológico debe de ser consistente con todo el conjunto de datos geofísicos disponibles que a su vez proporcionan restricciones para la interpretación geológica y estructural de la zona de estudio

2.3.1 Modelado conjunto directo

Se emplea fundamentalmente el modelado directo que consiste en calcular la anomalía de una determinada geometría y compararla con la anomalía observada, variando y ajustando la geometría de manera manual o semiautomática para ir aproximando (mediante ensayo y error) ambos modelos (Talwani *et al*,1959) .

El objetivo del modelado conjunto es obtener una imagen de la geometría y distribución de densidades y susceptibilidades del material del subsuelo cuya respuesta gravimétrica y magnética se ajuste a las anomalías observadas. El nivel de detalle del modelo obtenido dependerá de la distribución espacial de los datos medidos; de la escala de trabajo; y de la información, geológica y geofísica disponible para ser utilizada como información a priori para limitar el número de soluciones equivalentes.

Se basa en la aplicación del software GM-SYS que permite encontrar la anomalía gravimétrica y magnética causada por un polígono en dos dimensiones. Los métodos usados por GM-SYS para calcular la respuesta gravimétrica y magnética se basan en lo propuesto por Talwani (1959).

GM-SYS utiliza un modelo bidimensional de la Tierra plana para los cálculos de gravedad y magnetismo; es decir, cada unidad o bloque estructural se extiende a más y menos infinito en la dirección perpendicular al perfil. Se asume que la Tierra tiene topografía pero ninguna curvatura. El modelo también extiende a + 30.000 kilómetros y - 30.000 kilómetros a lo largo del perfil para eliminar efectos de borde.

En GM-SYS, las estaciones (puntos en las cuales los valores de gravedad y magnetismo son observados y calculados) deben estar fuera del material fuente (es decir, en un área del modelo con una densidad, magnetización, y susceptibilidad igual a cero).

2.4 Resistividad Eléctrica

El principio en el que se basa este método consiste en interpretar los distintos materiales del subsuelo, a partir de las variaciones de la resistividad al paso de la corriente eléctrica. Y según la corriente que sea generada y aplicada al suelo, habrá dos categorías de métodos: los de Corrientes Artificiales y los de Corrientes Naturales. A su vez, según el tipo de corriente que circule por el suelo, los métodos se subdividen en los de corriente continua y los de corriente alterna.

Las propiedades electromagnéticas principales que caracterizan a las rocas son: la permeabilidad magnética, permitividad eléctrica y la resistividad eléctrica (o su inverso la conductividad eléctrica). De éstas, la resistividad es la más común y de útil aplicación en los estudios geoelectrónicos de bajas frecuencias, debido a la presencia de pocos minerales ferromagnéticos en las rocas (principalmente en las rocas sedimentarias).

Se define como la resistencia medida en Ohmios entre dos caras opuestas de un cubo de material con dimensiones unitarias. Si llamamos **R** a la resistencia, **L** a la longitud y **S** al área de las caras, la **Resistividad** r ;

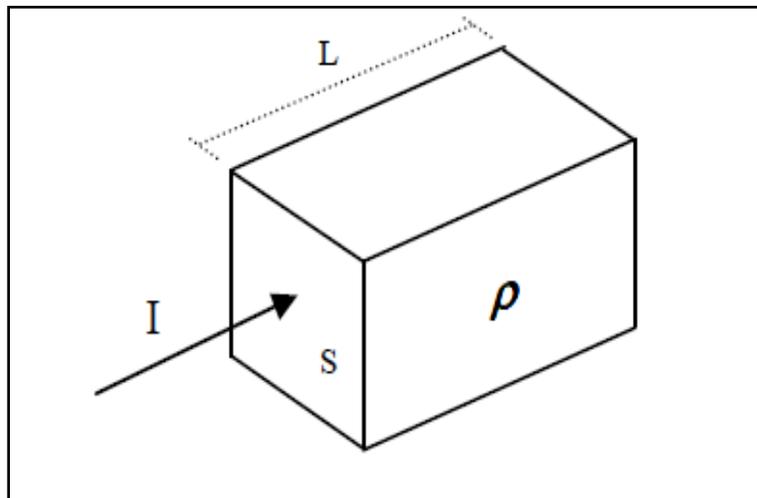


Figura.- 14 La resistividad de un material es la resistencia eléctrica de un cubo

viene dada como:

$$\rho = \frac{(R)(S)}{L} \quad \text{.....(23)}$$

Dónde:

R= es la resistencia del material.

S= Área del material.

L =Longitud del material.

Por otro lado, se tiene que la resistividad posee una magnitud inversa la cual tiene como nombre conductividad eléctrica y se expresa como la Ec. 25 sus dimensiones son: Ω/ m .

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad \text{.....(24)}$$

Existen diversos factores que intervienen en la variación de la resistividad. Gracias al conocimiento de estos factores es posible interpretar la variación de la resistividad en un medio estudiado con base en sus características.

La resistividad se define como la resistencia medida en Ohmios entre dos caras opuestas de un cubo de material con dimensiones unitarias. Si se dice que R es la resistencia, L la longitud y S el área de las caras, la Resistividad ρ viene dada como:

$$\rho = RS/L \quad \text{.....(25)}$$

La ley fundamental en que se basa toda la geoelectrica es la Ley de Ohm, mediante la cual se relaciona el Potencial Eléctrico V (Tensión o Voltaje) con la Intensidad de Corriente I y la Resistencia R del medio por el cual circula la corriente.

$$V = IR \quad \text{.....(26)}$$

La resistividad eléctrica es una propiedad física que caracteriza el comportamiento de un material ante el paso de corriente. La corriente eléctrica es el flujo de partículas que poseen carga eléctrica neta (electrones, iones o moléculas que presentan exceso o carencia de electrones).

Cuando circula una corriente a través de un material, este ejerce una resistencia al paso de dicha corriente que depende de sus propiedades eléctricas. Si ofrece mucha resistencia al paso de la corriente se habla de la presencia de un material mal conductor y si ofrece pequeña resistencia es un material buen conductor.

El equipo de campo más usado está diseñado para corrientes continuas artificiales. La corriente generada por una batería se transmite a través de cables aislados dispuestos sobre el suelo, y en sus extremos se conectan a electrodos (varillas de cobre o acero) que se clavan para cerrar el circuito eléctrico. Con otros dos electrodos independientes se mide la tensión resultante a través de un voltímetro (figura 15).

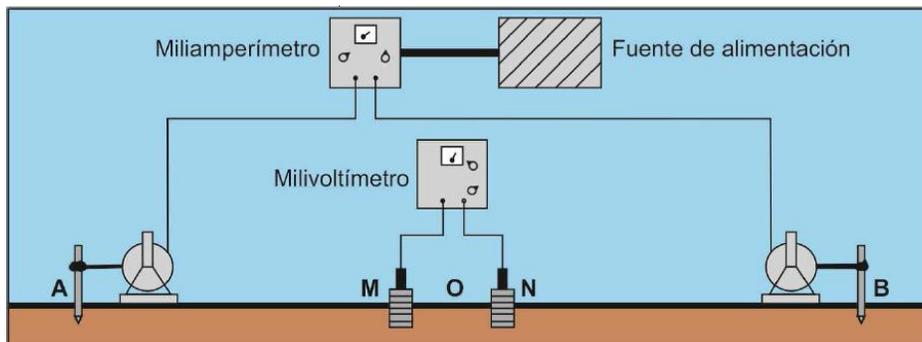


Figura.- 15 Diseño del equipo de campo

Se considera un electrodo puntual desde el cual sale la corriente. Si el suelo es homogéneo e isótropo el flujo o la densidad de corriente es la misma en todas las direcciones, por lo tanto la corriente fluye radialmente en todas las direcciones, tal como se propagan los rayos sísmicos.

A una determinada distancia r tendremos una media esfera de ese radio, porque la otra mitad es el aire que es aislante. Entonces el área atravesada por las líneas de corriente será la de la media esfera, es decir $4 \pi r^2 r/2 = 2 \pi r^2$. Como la longitud desde la fuente a un punto cualquiera de la media esfera es $L = r$, aplicando la Ley de Ohm tendremos:

$$V = I\rho / 2\pi r \quad \text{.....(27)}$$

Para que circule la corriente se necesita cerrar un circuito, es decir que la corriente sea introducida en un punto A mediante un electrodo de corriente, circule por el material y salga por otro electrodo en el punto B. Como el voltímetro mide diferencia de tensión o de potencial, necesitamos conectarlo en dos puntos M y N mediante dos electrodos de potencia, Es decir que midiendo I con un amperímetro y ΔV con un voltímetro, además de conocida la posición de los puntos A, B, M y N, podremos determinar el valor de la resistividad ρ . Por lo tanto:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad \text{.....(28)}$$

k es conocida como la constante electródica y depende de la configuración de los electrodos. Existen distintos tipos de arreglos o disposiciones electródicas diseñadas y con un k diferente (Figura 16).

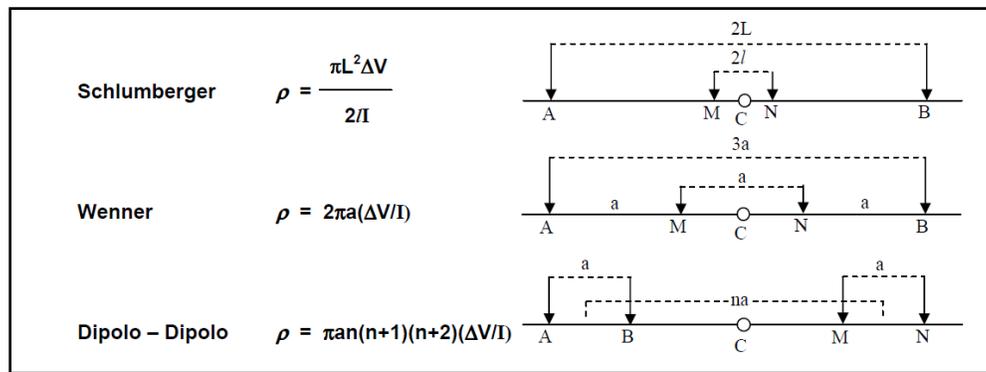


Figura.- 16 arreglos o disposiciones electródicas diseñadas y con un k diferente

Teóricamente, la resistividad que se obtiene es la del material entre A y B hasta una profundidad $AB/2$, ya que consideramos una media esfera de ese radio. Pero en la práctica, por las inhomogeneidades del subsuelo, la profundidad efectiva es la mitad ($AB/4$), siempre que no exista un estrato muy buen conductor que absorba toda la corriente y no permita que pase más abajo.

2.4.1 Método de las equipotenciales

Es el método geoelectrico más simple consiste sencillamente en introducir la corriente por dos electrodos y buscar las diferentes curvas equipotenciales, es decir aquellas líneas con el mismo valor de diferencia de potencial. Al cartografiarlas se detecta si hay anomalía conductora o aisladora porque las líneas no tienen su forma teórica como se muestra en la figura 17 . Debido a que las líneas equipotenciales son curvas, en la práctica suele simplificarse la interpretación utilizando electrodos lineales.

Esto implica utilizar cables desnudos extendidos en forma paralela sobre el suelo y firmemente asegurados al suelo para lograr el contacto lineal.

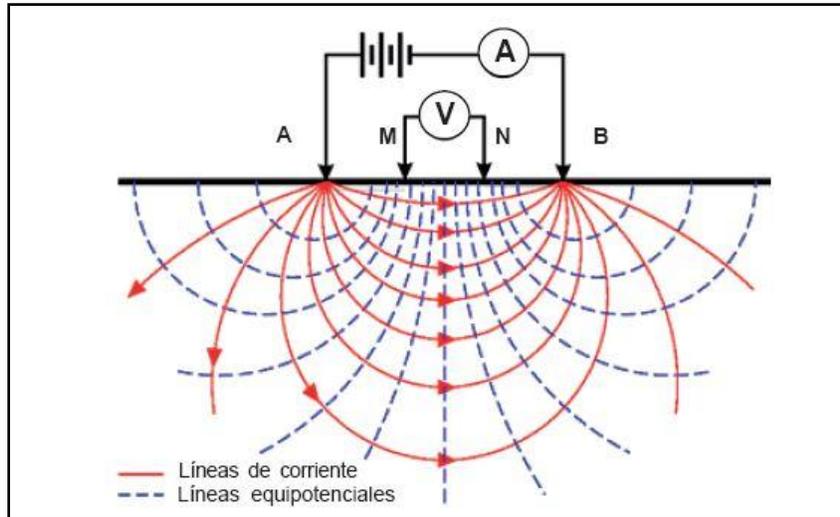
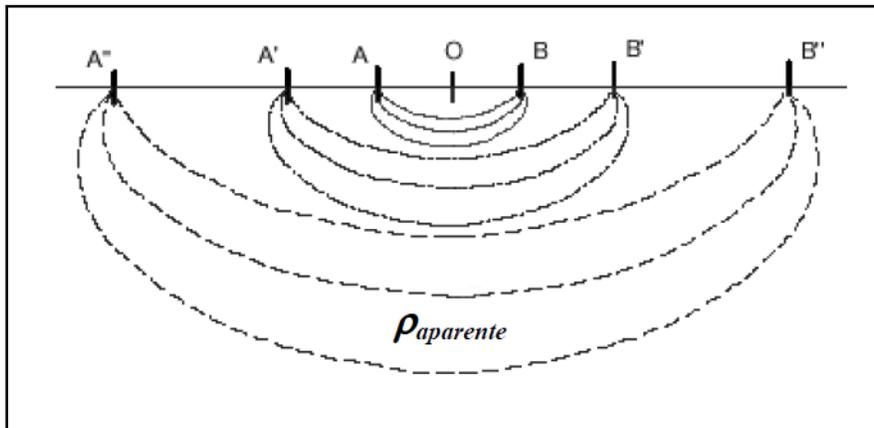


Figura.- 17 Representación esquemática de la obtención de la resistividad eléctrica del suelo utilizando la configuración Schlumberger con aperturas crecientes de electrodos manteniendo el punto de sondeo fijo al centro

2.4.2 Método de resistividad

Los sondeos verticales consisten en determinar la variación de la resistividad con la profundidad en un punto O ubicado en el centro de AB. Esto se logra ampliando la separación de los electrodos de corriente AB hasta seis veces desde dicho centro, de modo que la corriente penetre cada vez a mayor profundidad. Los sucesivos valores de ρ determinados corresponden a distintas profundidades, siempre bajo el punto central.



Esto se realiza si se mantienen fijos los de potencial MN, pero cuando la tensión en el voltímetro es muy pequeña por la distancia a los electrodos de corriente, se expanden los MN y se realizan dos mediciones con las dos últimas posiciones de los AB, para asegurar el ensamble de todos los tramos.

La resistividad de la primera capa o sustrato superficial es verdadera, pero después de la primera interfaz la resistividad obtenida es la resultante o valor medio de las correspondientes a todas las capas por donde circula la corriente.

Por ello se le llama resistividad aparente ρ_a . No obstante, queda claro que cuando la separación AB es pequeña, ρ_a tiende a ρ_1 , la resistividad verdadera de la primera capa y cuando AB es grande, ρ_a tiende a ρ_n , la resistividad verdadera de la última capa.

La forma de las curvas ya provee información sobre la cantidad de estratos en cuestión, pues cada cambio importante de pendiente o los máximos y mínimos, implican distintos estratos. Para un modelo de subsuelo de dos capas geoelectricas tendremos una de este tipo o forma de curva:

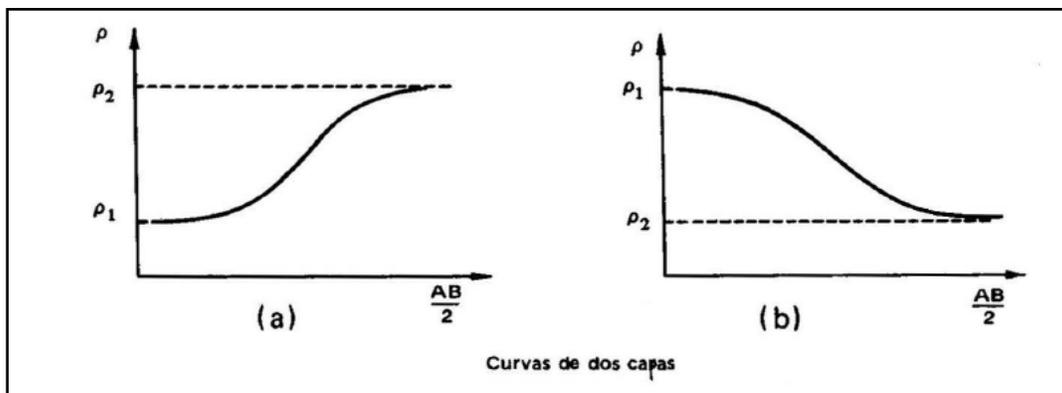
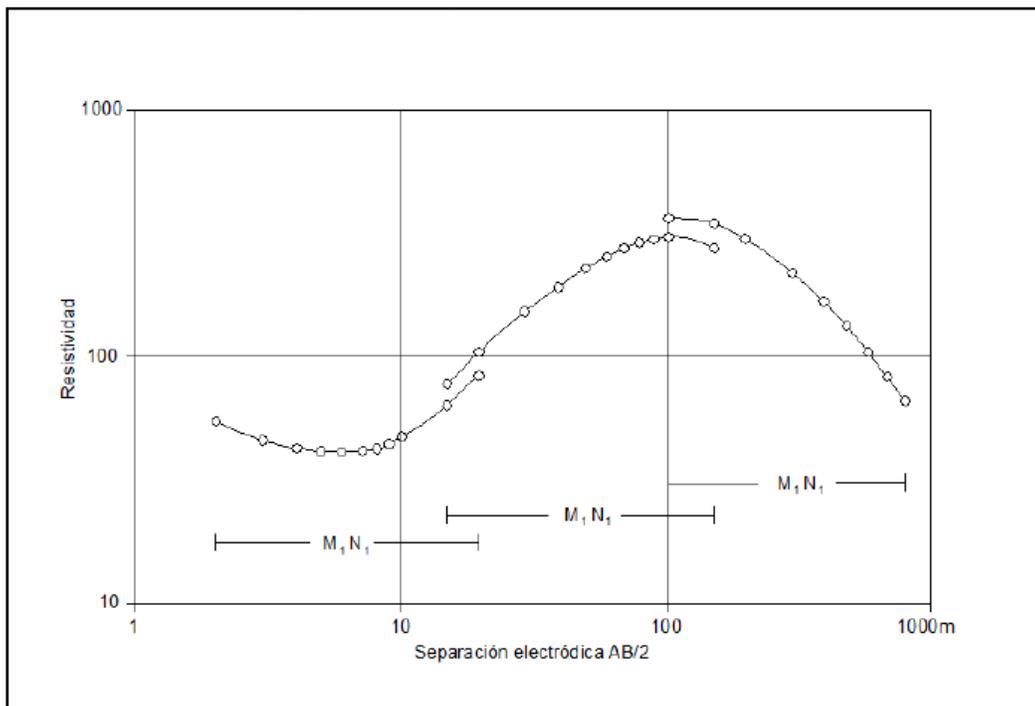


Figura.- 18 Modelo de subsuelo de dos capas geoelectricas

Un problema que generalmente se presenta es el de la falta de continuidad o saltos en los diferentes tramos de la curva de campo. Esto ocurre por los cambios de posición de los electrodos de potencial MN, ya que el suelo donde se clavan no es siempre el mismo. Si los saltos no son grandes, se los elimina con un suavizado manual. Caso contrario debe decidirse cuales son los mejores contactos con el suelo y desplazar el resto de los tramos paralelamente hasta que se apoyen en aquellos.



2.4.3 Tipos de curvas geoelectricas

Los datos de resistividad aparente en función de las distancias entre electrodos obtenidos en cada SEV se representan por medio de una curva. Los SEV pueden realizarse sobre cualquier unidad geológica, pero para que la curva de resistividad aparente pueda ser interpretada el área de estudio debe de estar conformada por capas horizontales y homogéneas.

Un corte geoelectrico de n capas se compone de: n valores de resistividad y n-1 espesores. Los cortes geoelectricos pueden clasificarse de acuerdo con el número de capas que los componen. Los cortes del mismo número de capas pueden subdividirse según el orden en que aparezcan, en los sucesivos contactos, resistividades mayores o menores que en la capa siguiente; cuando en el subsuelo se tiene la presencia de tres capas, se permiten cuatro posibilidades, (Figura 19):

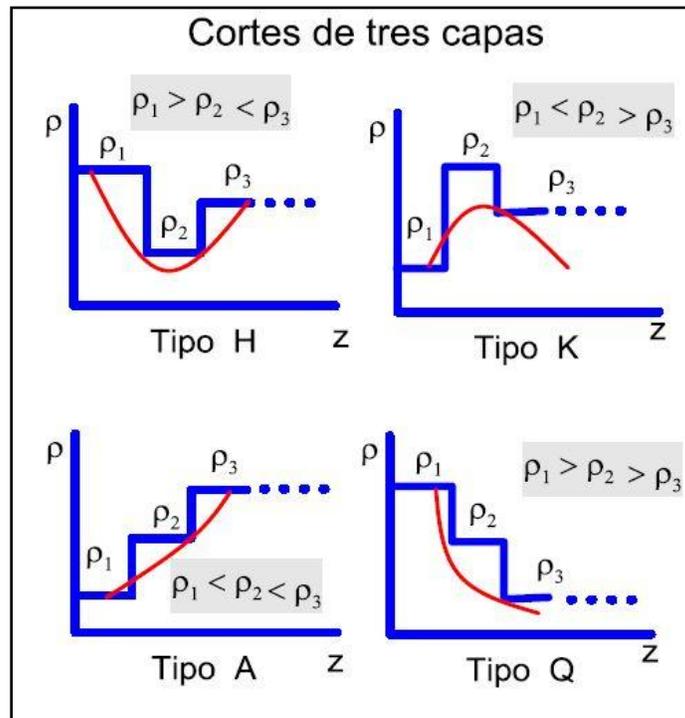


Figura.- 19 Cortes geoelectricos que muestran el tipo de curva de acuerdo a los valores de resistividad.

Tipo H.- La segunda capa es la menos resistiva de las tres, $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$

Tipo K.- La segunda capa es la más resistiva de las tres, $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$

Tipo A.- La resistividad va aumentando con la profundidad, $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

Tipo Q.- La resistividad va disminuyendo con la profundidad, $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

Las curvas de resistividad aparente (H, K, Q, A) obtenidas para cada SEV reflejan la variación horizontal característica del punto medido en la zona, se obtienen las resistividades y espesores verdaderos, generando de esta manera

los cortes geoelectricos para cada SEV, y finalmente se conforman las secciones geoelectricas correspondientes.

La segunda fase de la interpretaci3n es convertir el corte geoelectrico en un corte geol3gico(ver Figura 20); esta etapa precisa de un conocimiento geol3gico de la regi3n.

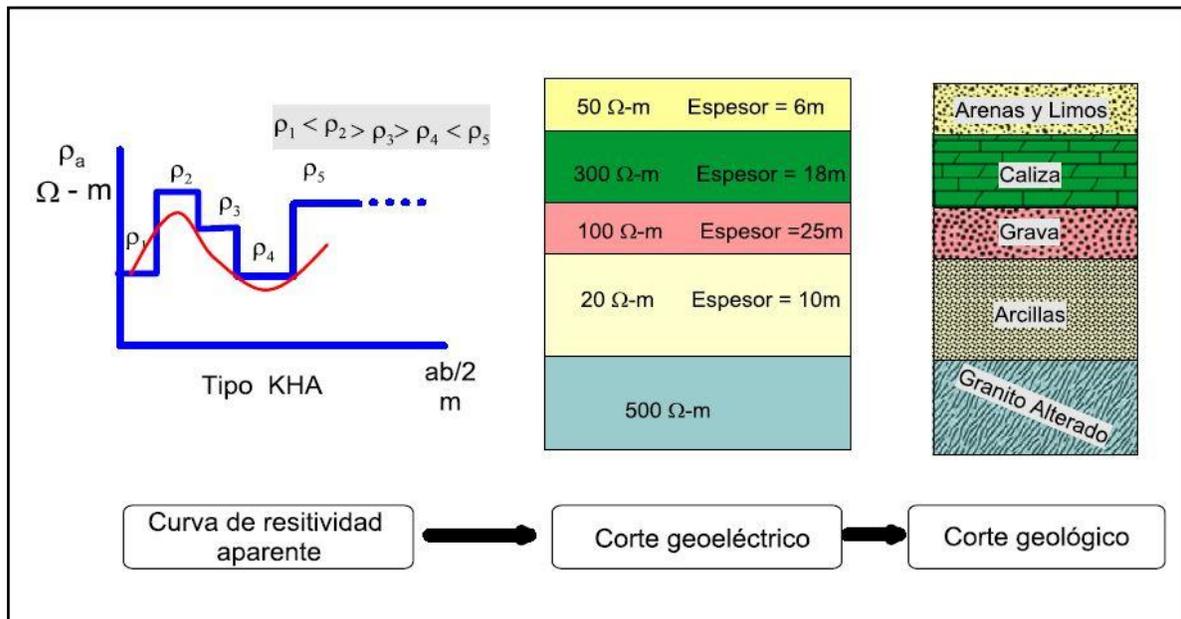


Figura.- 20 Interpretaci3n de un corte geoelectrico, a partir de una curva de resistividad aparente

CAPITULO 3

METODOLOGÍA

3.1 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en los Valles Centrales del estado de Oaxaca. Se ubica entre las región Mixteca, la Sierra de Juárez y la Sierra Madre del Sur; es la porción central del estado de Oaxaca incluyendo valles de Etna, Tlacolula, Zaachila y Zimatlán (Figura 21) comprendiendo los paralelos 17°15' y 16°45' latitud norte y 97°00' y 96°20' de longitud Oeste, cubriendo un área aproximada de 4083.9 Km².

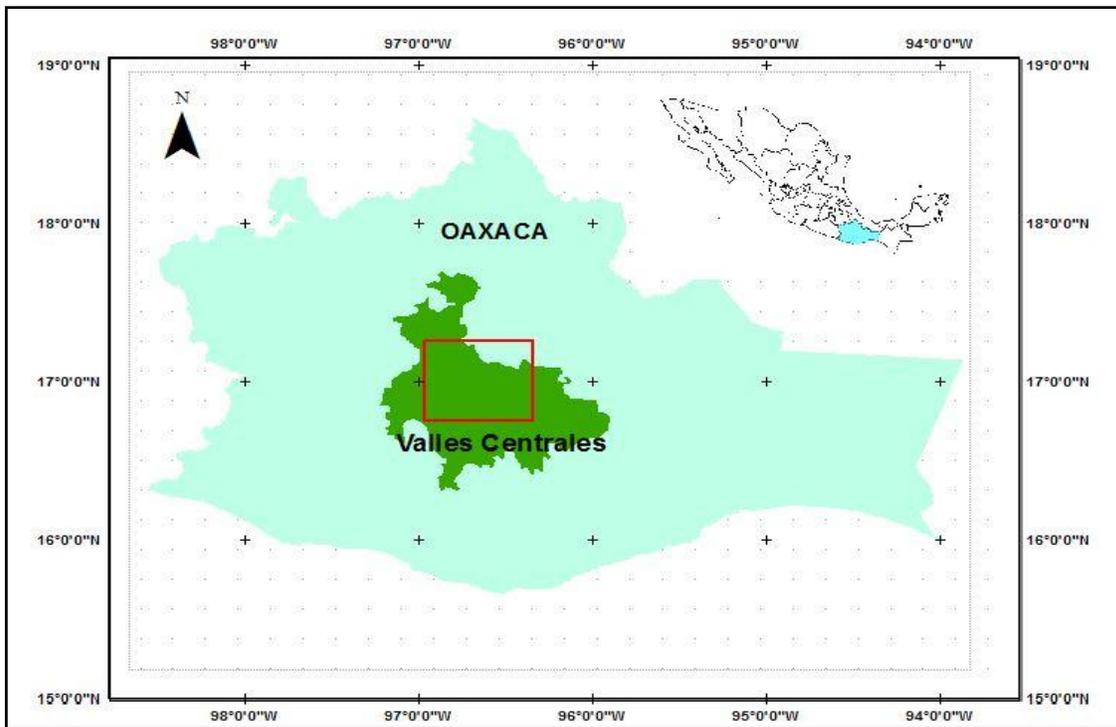


Figura.- 21 Mapa de los Valles Centrales de Oaxaca, el cuadro rojo indica el área de estudio con una extensión aproximada de 4083 Km²

A continuación se muestra un diagrama de flujo para cada una de las etapas desarrolladas durante el tiempo de ejecución del trabajo de tesis, para alcanzar con éxito cada uno de los objetivos planteados:

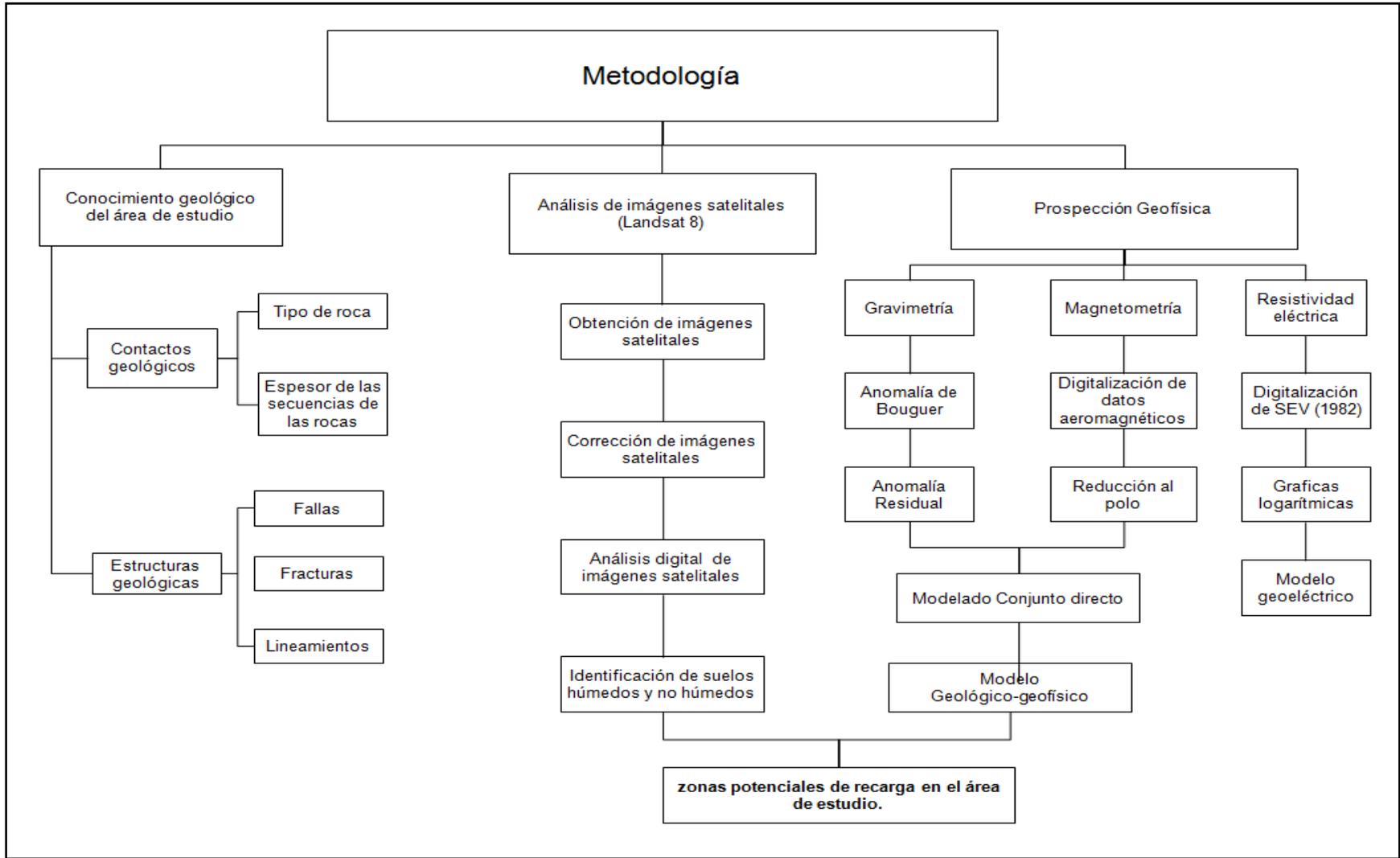


Figura.- 22 Diagrama de la metodología usada para la prospección de aguas subterráneas.

3.2 CONOCIMIENTO GEOLÓGICO DE LA ZONA

Para el conocimiento geológico de la zona se analizaron las cartas geológicas (E14D47_GM, E14-D57_GM, E14-D48_GM, y E14-D58_GM) obtenidas del Servicio Geológico Mexicano. Se llevó a cabo un análisis visual para la identificación de fallas, fracturas, contactos geológicos y red hídrica (Figura 22).

La identificación de las estructuras se realizó a partir del mapeo de lineamientos estructurales de manera digital obtenidos de la carta geológica-minera escala 1:50,000 del Servicio Geológico Mexicano (SGM). Para el estudio hidrológico se utilizó el Mapa Digital de Elevaciones (DEM) y se estableció el patrón de drenaje, el orden, la longitud de los ríos y tipos de drenaje; este último sirvió como límite para establecer los materiales predominantes.

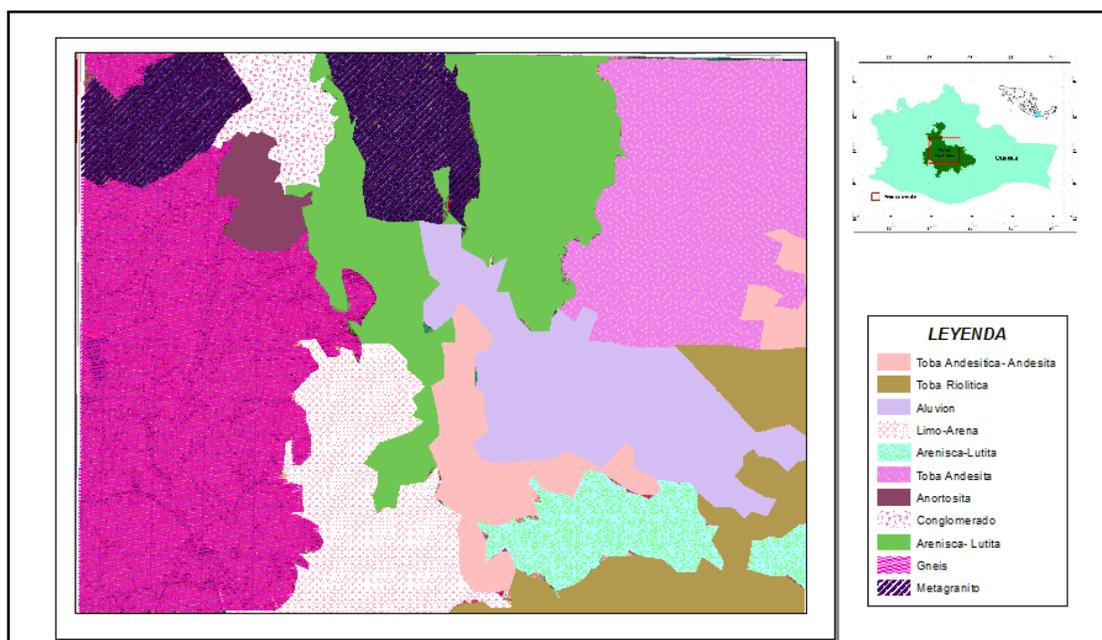


Figura.- 23 Mapa geológico del área de estudio en esta región se encuentran los terrenos Zapoteco (Oaxaca) y Cuicateco (Juárez), el límite entre estos lo conforman la falla de Oaxaca.

3.3 ANÁLISIS DE IMÁGENES SATELITALES

En esta investigación se utilizó la metodología propuesta por propuesta por Castro (2005) en la Identificación de humedad en el suelo a través de percepción remota para el mejor manejo de la Tierra, esta última fue la utilizada para la identificación de suelos húmedos y no húmedos.

En la Figura 24 se presenta el diagrama que indica los pasos a seguir representa la metodología paso a paso.

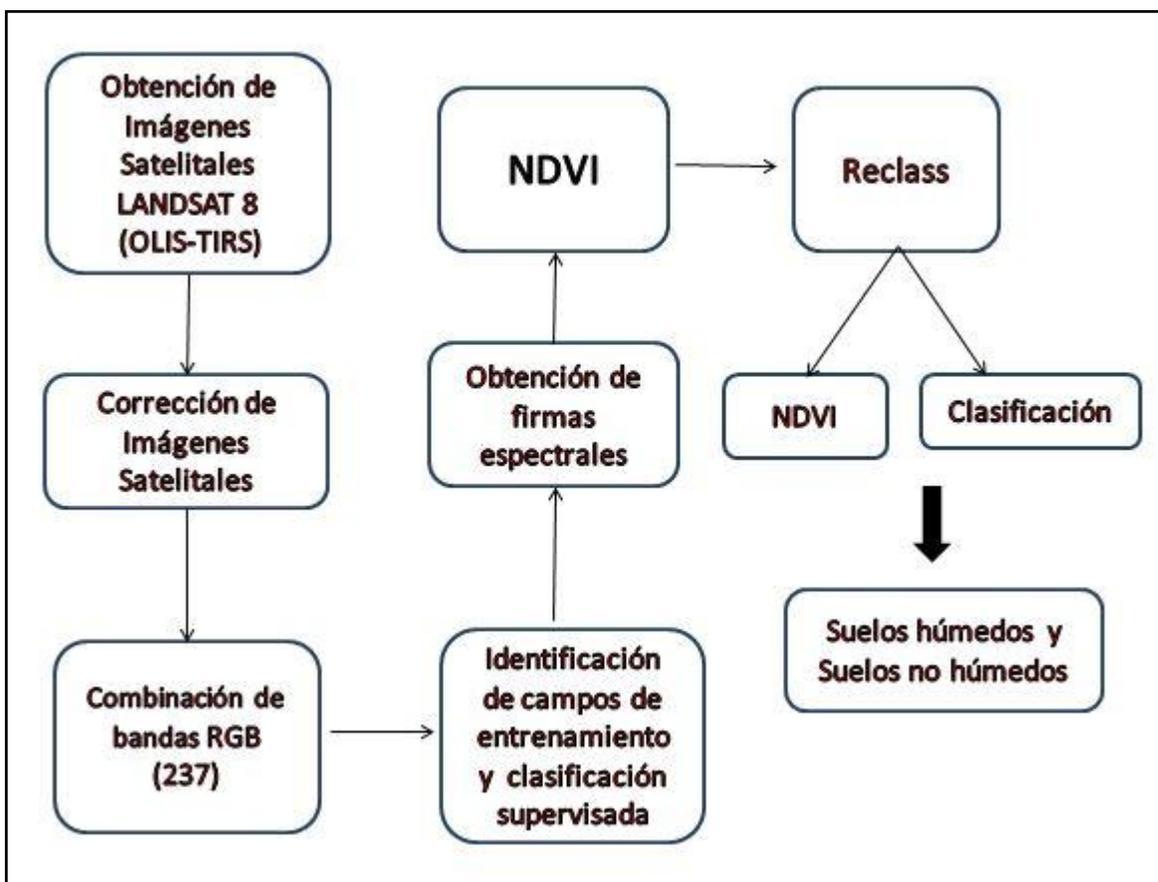


Figura.- 24 Metodología para la obtención de suelos húmedos y no húmedos utilizando imágenes de satélites Landsat 8. Fuente: Propia

3.2.1 Obtención y Corrección de Imágenes Satelitales Landsat 8

Las imágenes satelitales se adquirieron **de la página oficial Global Visualization Viewer, (www.usgs.gov)**, del satélite Landsat 8, sensores OLIS y TIRS. Para realizar el análisis de las imágenes se utilizó la escena WRS-PATH/ROW: 24/48 del día 20 de enero del 2015, Elipsoide de Referencia WGS 84, Datum Horizontal WGS 84, y Proyección Universal Transversal de Mercator (UTM).

Esta imagen cuentan con corrección geométrica usando puntos de control sobre el terreno y un Modelo Digital de Elevación (DEM) ya que la cadena estándar de proceso (USGS) aplica una interpolación de convolución cúbica (Chander *et al.*, 2009).

Se creó una imagen multibanda con 7 de las 11 imágenes descargadas correspondientes a las bandas visibles (2 a 7) e infrarroja cercana (banda 9) todas ellas de resolución espacial de 30 metros; se desearon aquellas bandas que no tuvieran esta resolución espacial, que fueron, la banda pancromática (bandas 8, 10 y 11) cuyas resoluciones espaciales eran de 15, 100 y 100 metros, respectivamente. La imagen fue sometida a las siguientes correcciones:

Las correcciones radiométrica, atmosférica y topográfica se llevaron a cabo utilizando el software ENVI 5.1® de la manera que se describe a continuación:

Corrección radiométrica: se llevó a cabo la transformación de los ND a valores de radiancia mediante el uso de la herramienta Band Math, para cada banda, y después se obtuvieron los valores de reflectancia para la corrección atmosférica.

Corrección atmosférica: se calculó la reflectividad para eliminar el efecto de la dispersión de la radiación electromagnética originada por parte de los gases y partículas en suspensión de la atmósfera, para que las variaciones en los modelos fueran independientes de las condiciones atmosféricas.

Corrección topográfica: se utilizó el método semiempírico conocido como corrección-c (Teillet et al., 1982), se calculó la iluminación (IL), es decir, el coseno del ángulo de incidencia los datos del DEM fueron obtenidos de la página oficial del Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Este método se utilizó para compensar las diferencias de iluminación solar, debidas a la variación altitudinal del terreno.

3.2.2 Identificación de suelos secos y húmedos

Después de realizar las correcciones de las imágenes satelitales se continuó con una combinación de bandas RGB (4,3,2) color natural y RGB (7,5,2) falso color, esto permitió la ubicación de puntos de control y la determinación de los campos de entrenamiento (clases). Posteriormente, se realizó mediante el módulo Multivariate la obtención de las firmas espectrales y de acuerdo con los valores estadísticos obtenidos se realizó la clasificación supervisada mediante el módulo Maximum Likelihood Classification, del software ArcMap 10.1®.

Se obtuvo el Índice de vegetación (NDVI) utilizando también el software ArcMap®, trabajando con la banda 4 y 5 mediante el módulo Map Algebra realizando la siguiente operación:

$$\text{float (Band}_5 - \text{Band}_4)/\text{float (Band}_5 + \text{Band}_4).$$

Se determinó los suelos húmedos y no húmedos al realizar una resta entre estos dos raster, Reclasificación del NDVI y reclasificación de campos de entrenamiento.

3.3 MÉTODOS GEOFÍSICOS

En este apartado se describen los métodos gravimétrico, magnetométricos y de resistividad eléctrica utilizados en la presente investigación, y que en conjunción con los resultados del procesamiento de las imágenes sirvieron para la determinación de las zonas potenciales de recarga en el área de estudio.

3.3.1 Gravimetría

Se utilizaron 1737 datos de gravimetría ya existentes de las cuales 165 se midieron en 1996 con un gravímetro propiedad del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), 297 datos se obtuvieron en el 2000 y 2001, el resto entre los años 2006 y 2008 con un equipo propiedad de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

En ambos casos se utilizó un gravímetro marca Lacoste&Romberg modelo G-247 cubriendo un área aproximada de 1000 Km². Cabe mencionar que a estos datos ya se les habían realizado las siguientes correcciones: al aire libre, latitud, altitud, de Bouguer y topográfica (Belmonte,2005).

Con los datos anteriores se obtuvo la Anomalía de Bouguer, generándola en el software Surfer 11.1®; después se realizó la separación de dos componentes, la de baja amplitud de onda o alta frecuencia, denominada anomalía residual, y la componente de gran amplitud de onda o baja frecuencia, denominada anomalía regional; esto por el método de ajuste polinomial de primer orden.

Posteriormente se realizó la sustracción de la anomalía de Bouguer la anomalía regional para obtener la anomalía residual, y el mapa correspondiente.

3.3.2 Magnetometría

Se utilizó información aeromagnética que se obtuvo a partir de la digitalización de las cartas aeromagnéticas de campo total. Las cartas utilizadas fueron: Oaxaca de Juárez (E14-D47), Villa de Zaachila (E14-D57), Villa Tlalixtac de Cabrera (E14-D48), Tlacolula de Matamoros (E14-D58), todas obtenidas a una escala de 1:50000.

La base cartográfica es del INEGI, los vuelos realizados por el Servicio Geológico Mexicano (SGM), cuyos datos fueron obtenidos de la campaña aeromagnética realizada en el año 2002, se llevaron a cabo a una altura de vuelo sobre el nivel del terreno de 300 m y a una distancia entre líneas de control de 10000 m y 1000 m entre líneas de vuelo.

Las correcciones por movimiento del avión (compensación magnética), variación diurna, micronivelación, y sustracción del campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF, 1995) ya estaban incluidas en las cartas que se digitalizaron.

La reducción al polo se hizo utilizando el software Mag-Pick® (1998) obteniendo el mapa de anomalías utilizando datos del campo geomagnético al centro de las cartas, utilizando un valor de la inclinación de 45° 03' y para la declinación de 05° 49'.

3.3.3 Modelado conjunto de datos gravimétricos y magnéticos

Se modelaron de manera conjunta y a través de la modelación directa los perfiles gravimétricos magnéticos trazados en los mapas de anomalía residual, utilizando el Software GM-SYS de Geosoft® (1998) basado en el algoritmo de Talwani (Talwani *et al.*, 1959).

Para los cálculos de la respuesta de la gravedad y magnetismo, el software GM-SYS® utiliza un modelo bidimensional de la Tierra, donde asume que esta tiene topografía, pero no curvatura y se extiende a +30 kilómetros y -30 kilómetros a lo largo del perfil para eliminar los efectos de borde.

Al utilizar el programa se propuso un modelo geológico, es decir, espesores, densidades y susceptibilidades para los datos gravimétricos y magnéticos, respectivamente de acuerdo a la geología del área de estudio para obtener una respuesta que es una anomalía gravimétrica y magnética calculada.

Esta respuesta se comparó con la anomalía residual (observada, es decir la obtenida en campo) y el modelo geológico se modificó hasta lograr el mejor ajuste entre los datos observados y calculados, que generalmente se acepta cuando el RMS es menor al 10%.

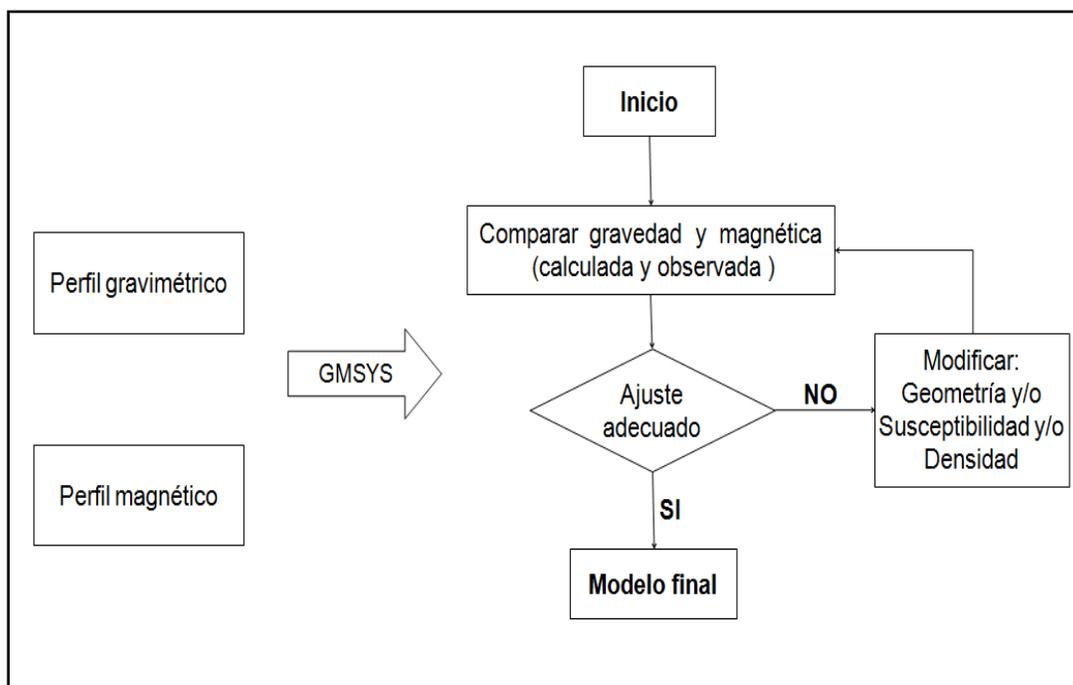


Figura.- 25 Esquema del proceso de modelización gravimétrica. Este esquema es aplicable a cualquier software, aunque en este proyecto se ha utilizado el GMSYS (modificado de Ayala, 2009)

3.3.4. Resistividad Eléctrica

Para el procesado de los datos de resistividad eléctrica se utilizaron los obtenidos del informe final de prospección geofísica en los municipios de Zimatlán de Álvarez, Ciénega Zimatlán, Trinidad Zaachila, Villa de Zaachila, San Bartolo Coyotepec, San Raymundo Jalpan, Santa Cruz Xoxocotlán, San Agustín de las juntas y San Antonio de la Cal, elaborado por la dirección general de captaciones de agua (SRH, 1982).

Dentro del informe se tenían las gráficas de resistividad aparente por sondeo, se tomaron los valores de las curvas de "resistividad aparente", es decir se digitalizaron 50 sondeos eléctricos verticales (SEV), cuyas aberturas entre electrodos de corriente fue en algunos casos hasta $AB=1200$ m, razón por la que se consideraron de interés para tratar de constreñir la geometría de la cima de la secuencia sedimentaria que es la formación geológica de interés para este trabajo.

Se graficaron las curvas de resistividad aparente contra la distancia $AB/2$ en escala logarítmica para cada SEV. Mediante el programa IPI2Win 3.0.1®, se procesaron las curvas de resistividad aparente para cada SEV (Anexo 3) se propuso un modelo inicial (curva teórica) preliminar, el cual se ajusta a través de múltiples interacciones hasta obtener un modelo que se ajuste a los datos de campo bajo criterios matemáticos (RMS menor a 8%) y geológicos que sean acorde con las características hidrogeológicas de la zona.

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1 RESULTADOS

4.1.1 Caracterización geológica y estructural del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada dentro de la provincia fisiográfica Sierra Madre del Sur, geológicamente está representada al oeste, por el terreno Oaxaca (Zapoteco) y al Noreste el terreno Juárez (Cuicateco).

El terreno Zapoteco está representado por el complejo Oaxaqueño, formado por rocas metamórficas en facies granulitas, roca ígnea intrusiva, metagranito, granito, gneis, diorita, mármol, anortosita.

El terreno Juárez está representado por el complejo Milonítico, las rocas más antiguas son rocas volcánicas y rocas sedimentarias previas al depósito de calizas cretácicas, dicho complejo pudo haberse formado en el Paleozoico o en el Mesozoico (Alaníz *et al.*, 1996)

El aluvión es la principal unidad ya que es la única que a la fecha representa condiciones favorables al almacenamiento y flujo de agua subterránea, está constituido por arcillas, arenas, gravillas y gravas, los cuales mezclados en diferentes proporciones entre si llegan a ofrecer distintos grados tanto de permeabilidad como de resistividad.

En lo que respecta a la estructura geológica en el área de estudio se tienen identificados aproximadamente 230 lineamientos estructurales (Figura 26) dentro de los cuales los principales y para fines de este estudio se encuentra la falla Atoyac, falla de Oaxaca, falla Donají (perpendicular a la falla de Oaxaca) y falla Siempre Viva.

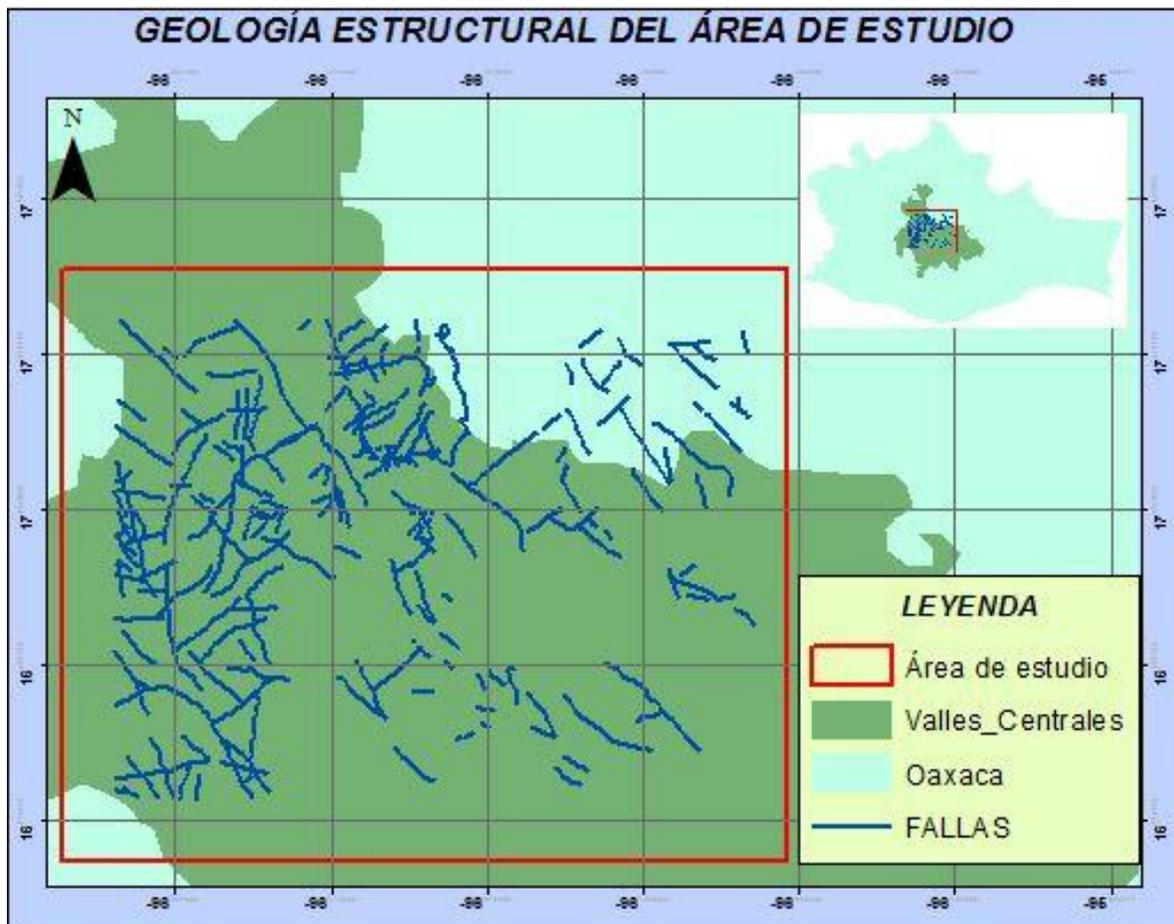


Figura.- 26 Geología estructural del área de estudio. Se observa la distribución espacial de las zonas con mayor lineamientos estructurales como fallas y fracturas encontrándose al oeste y norte del área de estudio.

4.1.2 Análisis de Imágenes Satelitales

La imagen de la Figura 27 muestra el resultado de las correcciones radiométricas, atmosféricas y topográficas en una combinación RGB (4,3,2) color natural, esta combinación es la más próxima a la percepción de la tierra, es decir, las bandas visibles dieron respuesta a la luz que penetró más profundamente.

La imagen permite de manera visible delimitar las diferentes coberturas existentes en el área de estudio, por ejemplo, se observa la zona urbana, la vegetación, cuerpos de agua, etc.

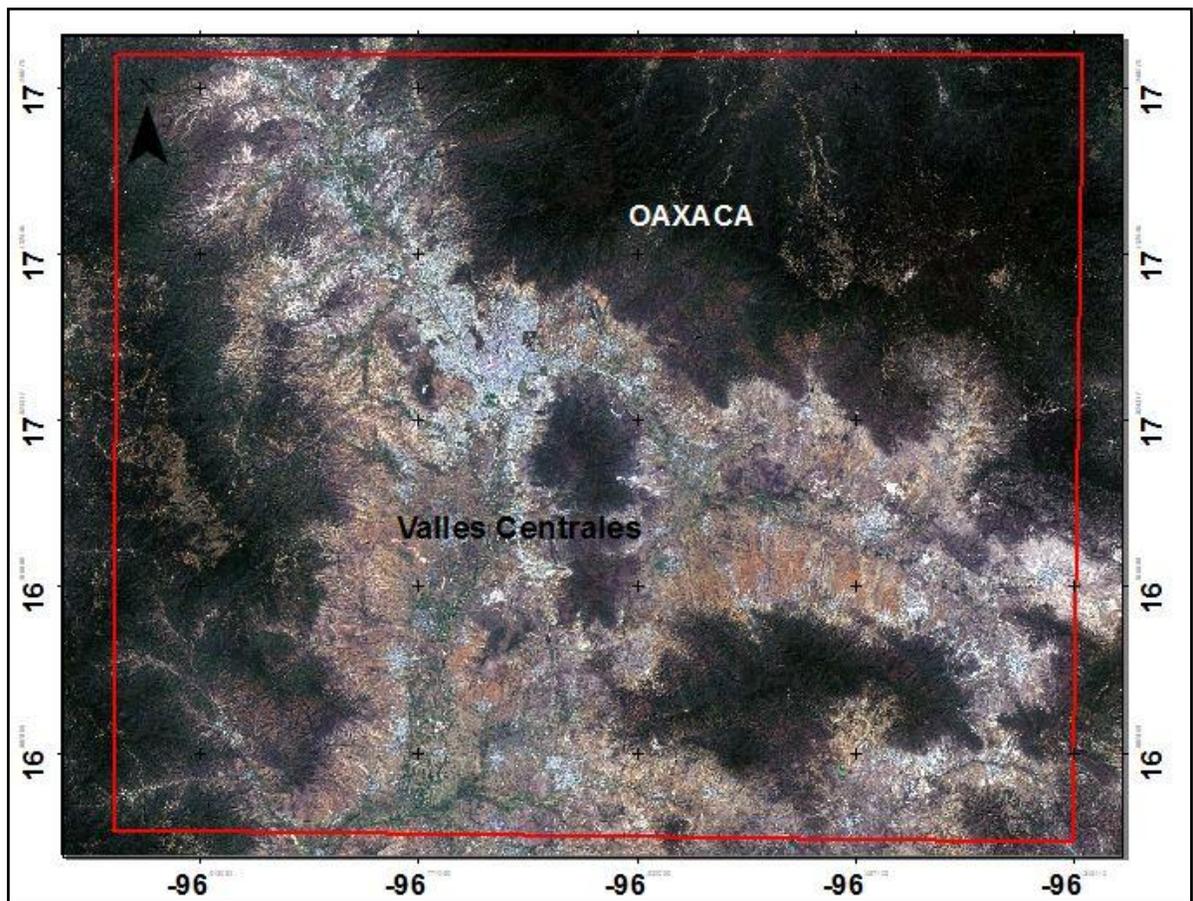


Figura.- 27 Imagen Landsat 8, combinación Color Natural (4,3,2), el recuadro rojo muestra el área de estudio.

La Figura 28 muestra un falso color utilizando una combinación de bandas RGB (7,5,2), para realizar un contraste ya que la banda 7 (WRS1) identifica los suelos húmedos.

En la imagen se observa la mancha urbana, los cuerpos de agua, la vegetación y el suelo desnudo. Esta diferencia de tonalidades permitió ubicar los puntos de control para discriminar los campos de entrenamiento como son:

- mancha urbana (Tonalidades violeta)
- cuerpos de agua (tonalidades azules)
- vegetación y parcela (tonalidades verdes)
- suelo húmedo (tonalidades moradas a rosas)

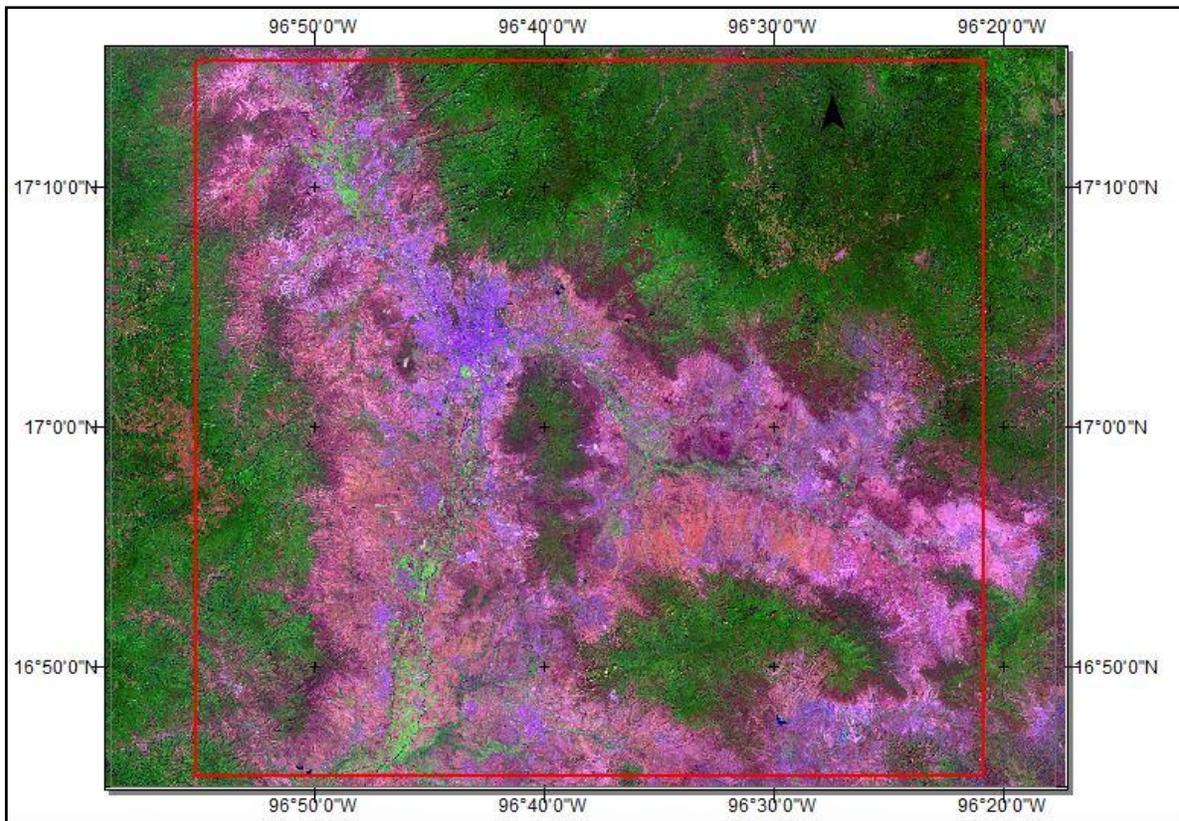


Figura.- 28 combinación de bandas RGB (7,5,2), utilizando SWIR como rojo, NIR como verde y azul profundo como el azul, para realizar un contraste ya que la banda 7 (WRS1) identifica los suelos húmedos.

La Figura 29 muestra las firmas espectrales de cada una de las coberturas, ya que cada elemento que se encuentra en la superficie tiene una firma espectral diferente, en el caso de la vegetación presenta su punto más alto en la banda 5, los cuerpos de agua en la banda 2.

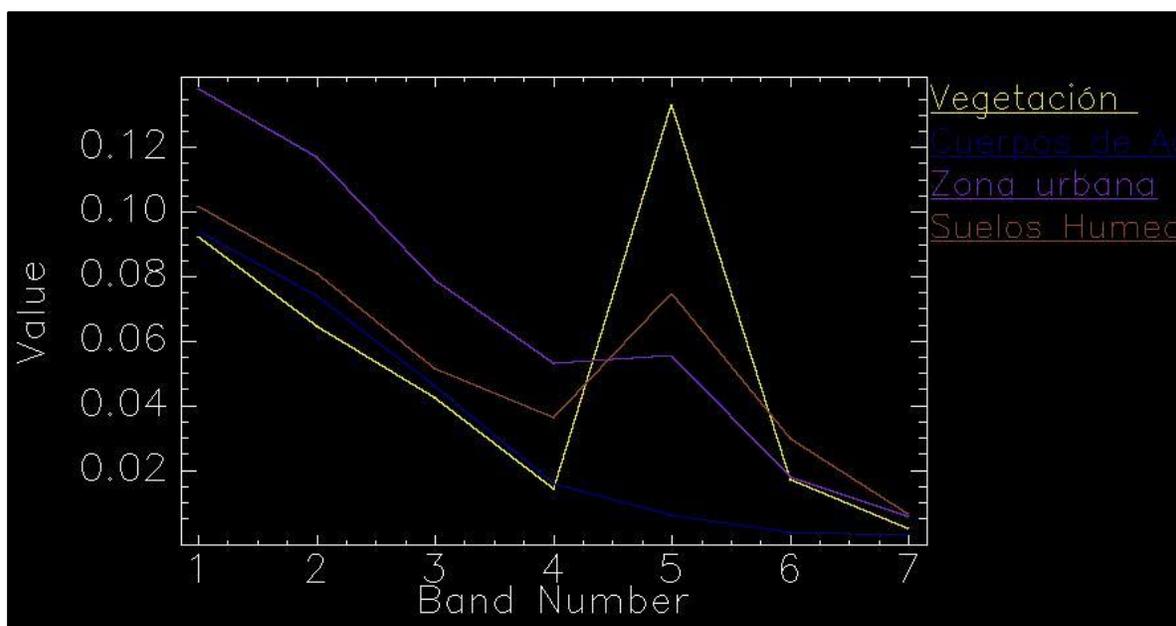


Figura.- 29 Firmas espectrales para cada campo de entrenamiento; vegetación (amarillo), Cuerpos de agua (Azul), Zona urbana (lila) y Suelos húmedos (rosa)

Se obtuvo una imagen de clasificación Supervisada (Figura 30) con las diferentes coberturas utilizando el software ArcMap 10.1®, usando el método de Máxima Verisimilitud (Alvarez,2007). En la figura se observa que los suelos húmedos se encuentran en la parte central del área de estudio, y corresponde al área donde se encuentra el acuífero Valles Centrales y donde geológicamente se encuentra el material aluvial, como se mencionó en la sección anterior.

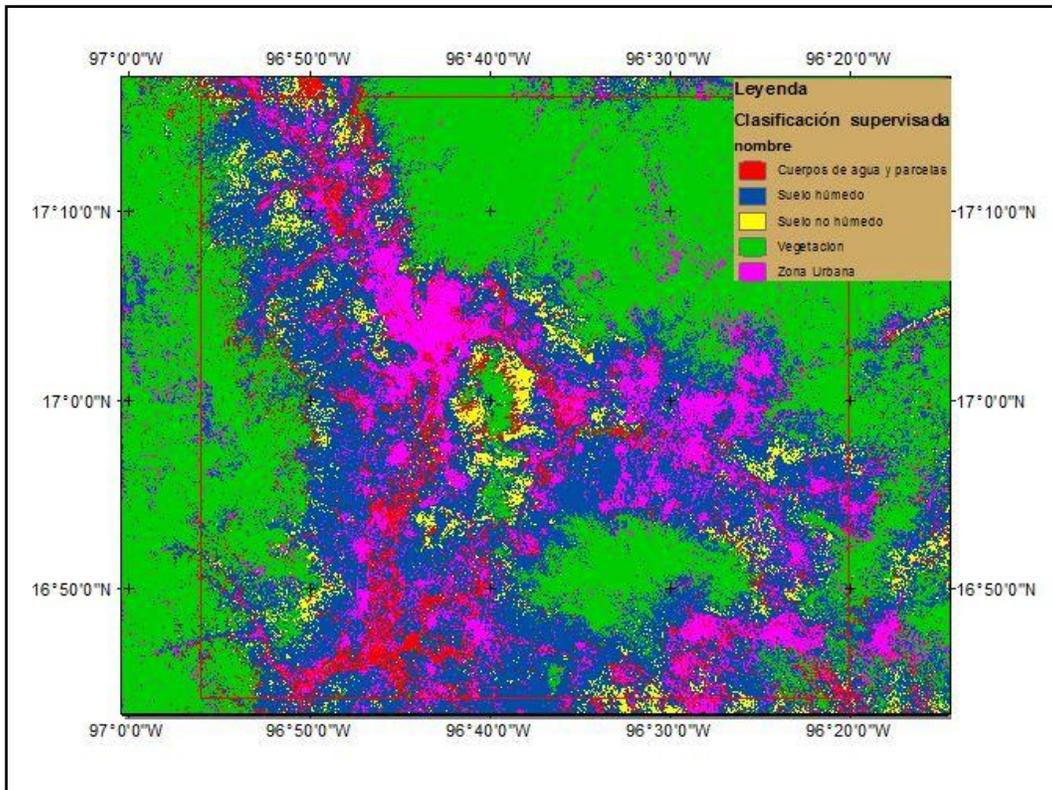


Figura.- 30 Clasificación supervisada, se observa la vegetación (verde), cuerpos de agua (rojo), zona urbana (rosa), suelo húmedo (azul) y suelo no húmedo (amarillo).

Para una mejor observación el resultado de la reclasificación se muestra en la Figura 31, resaltando las capas con mayor humedad en el suelo en tonalidades azules y suelos no húmedos en amarillo y en morado se discriminó la vegetación, zona urbana y cuerpos de agua.

Se realizó un NDVI y los resultados se muestran en la Figura 32, ya que ciertas especies vegetativas guardan humedad en su interior, por lo tanto los valores positivos mostraron la vegetación (tonalidad café) y los valores negativos mostraron suelos desnudos (tonalidad azul). Al analizar los resultados y compararlos con los de las Figuras 30 y 31, se observa que el suelo no húmedo coincide con los valores negativos del NDVI.

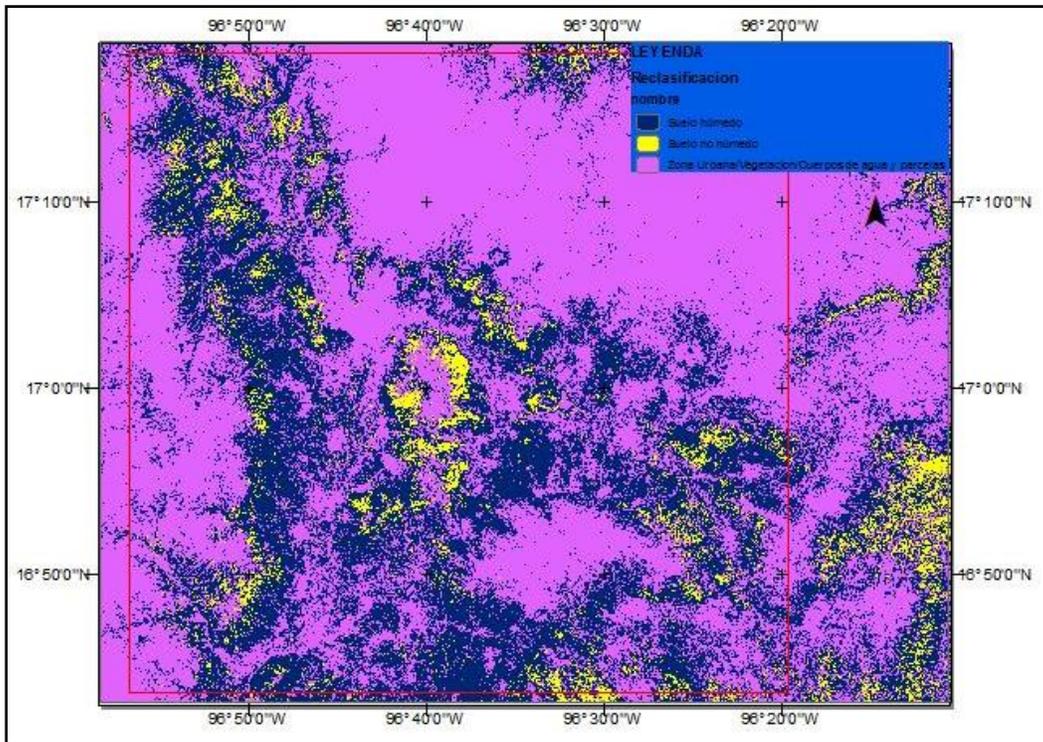


Figura.- 31 Resultado de una reclasificación para una mejor discriminación de suelos húmedos

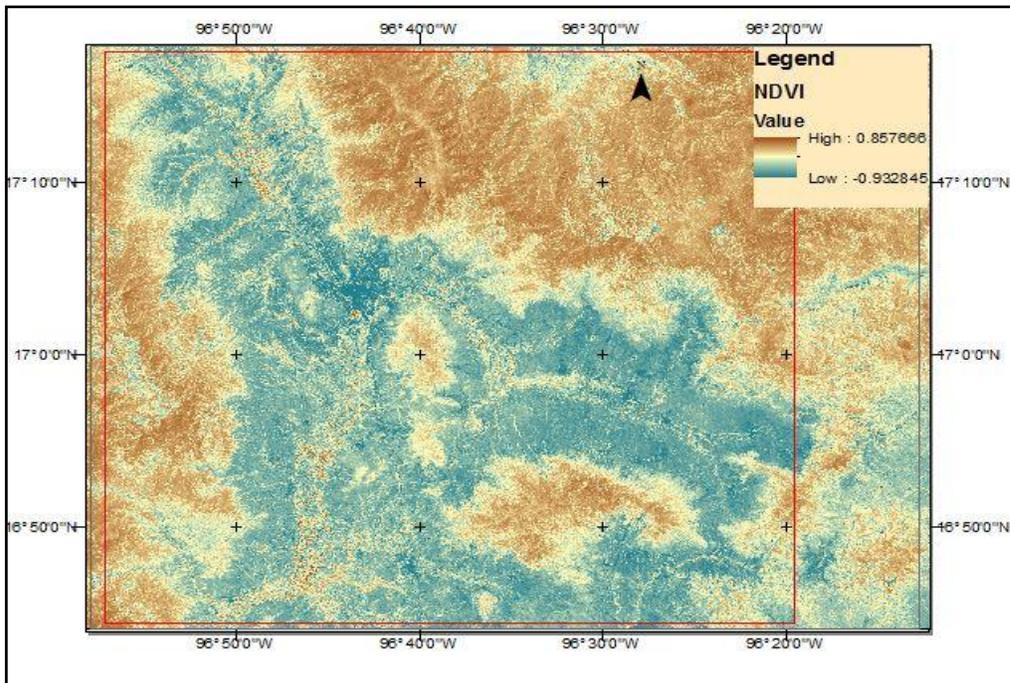


Figura.- 32 Obtención del Índice de Vegetación Normalizado (NDVI), que los valores mayores son de 0.8576, estos valores nos indican coberturas vegetales y el -0.9328 indica suelos desnudos.

Lo que se muestra como resultado es el realce de la vegetación, atenuando las otras coberturas. Un $NDVI < 0$ corresponde a cubiertas artificiales o zonas de agua, un $NDVI$ entre 0 y 0.3 se corresponde con suelo sin cubierta, y un $NDVI > 0.3$ se corresponde a zonas de vegetación.

Se muestra que los valores mayores son de 0.8576, estos valores indican coberturas vegetales y el valor de -0.9328 indica suelos desnudos. Es importante mencionar que la obtención del $NDVI$ para esta investigación es con la finalidad de determinar la capa vegetal.

Finalmente, con base en los resultados de la Figura 30 y 32 se realizó la resta de la reclasificación, obteniendo como resultado los suelos secos y suelos húmedos (Figura 34). En esta figura se observa que el suelo húmedo está en tonalidades azules y el suelo no húmedo en tonalidades amarillas.

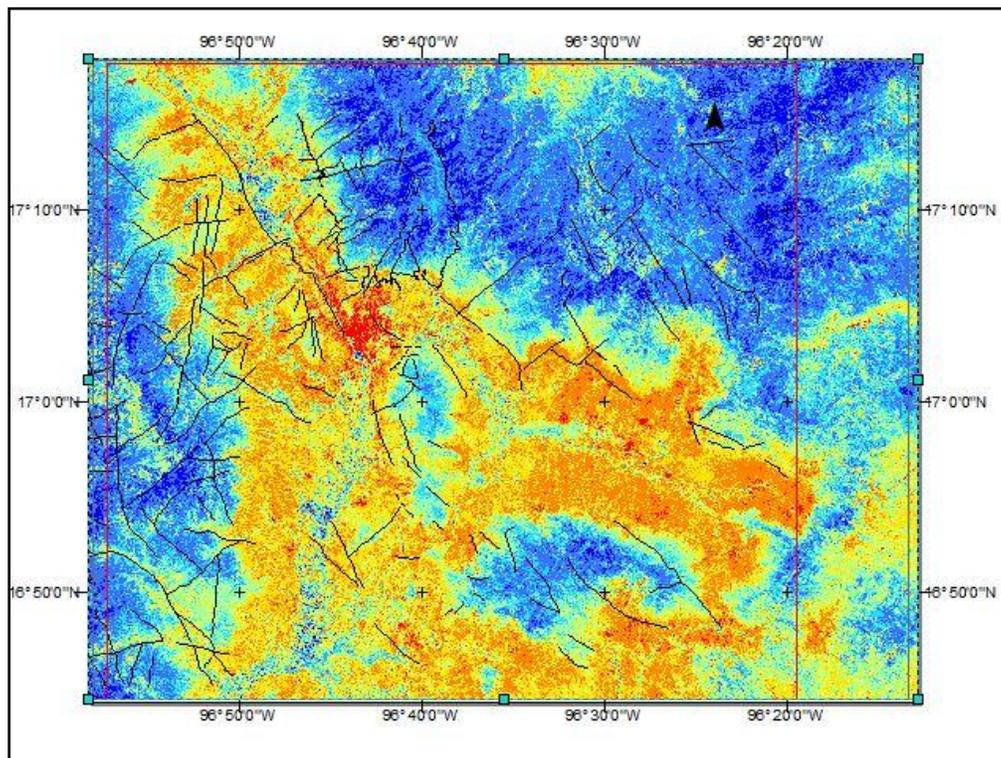


Figura.- 33 Mapa de Suelos Húmedos (Resultado Clasificación - NDVI)

La identificación de suelos húmedos a través de las imágenes de satélite permitió obtener una mayor información para identificar suelos húmedos con la finalidad de posibles zonas de infiltración en relación con los lineamientos estructurales, identificándose así posibles zonas de recarga.

La Figura 34 muestra la interacción de las estructuras geológicas obtenidas en el apartado 4.1.1 con los suelos húmedos con la finalidad de determinar si estas pudieran ser un medio de infiltración hacia el subsuelo de forma somera.

Hay que resaltar que esta identificación de suelos húmedos y no húmedos , no da el valor de infiltración del agua ya que éste depende de diversos factores como son: el escurrimiento, la retención y las características fisicoquímicas del suelo.

De manera regional esta humedad del suelo interactuando con las estructuras geológicas podrían ser posibles vías de infiltración del agua al subsuelo de acuerdo a las características de cada una de estas estructuras.

4.1.3 Gravimetría

Se observa el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 35), procesado con los datos proporcionados, tomados del periodo 1996 al 2008.

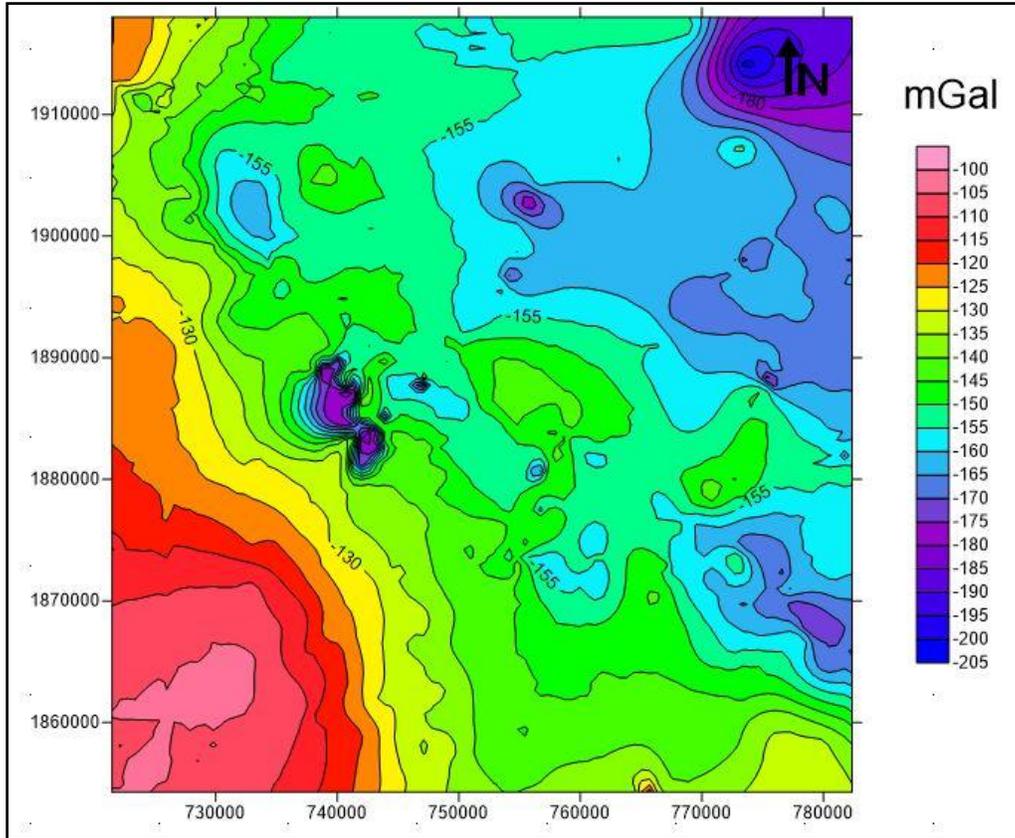


Figura.- 34 Mapa de anomalía de Bouguer de la región de Valles Centrales de Oaxaca. Unidades en mGal.

Para profundizar en la interpretación de las anomalías gravimétricas presentes en la zona de estudio, se procedió en primer lugar al aislamiento de las anomalías residuales mediante la separación de la tendencia regional.

El mapa regional se obtuvo por suavizamiento de los valores de gravedad, es decir el ajuste de una superficie polinómica de primer orden (Figura 36).

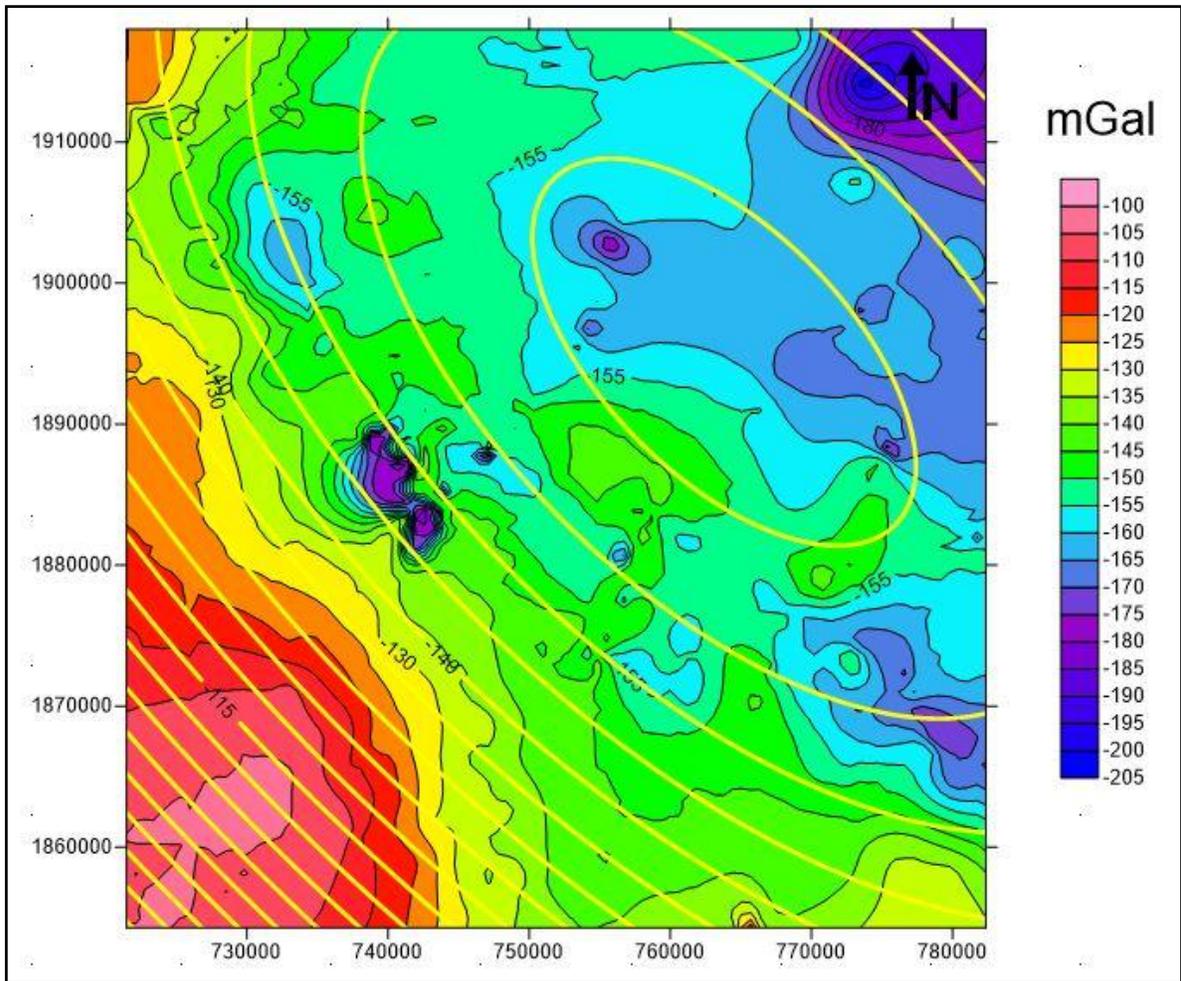


Figura.- 35 Mapa regional de primer orden, sobrepuesto en el mapa de anomalía de Bouguer

Una vez obtenida la anomalía regional, por diferencia entre la anomalía de Bouguer y la regional se obtuvo la anomalía residual que se muestra en la figura 37.

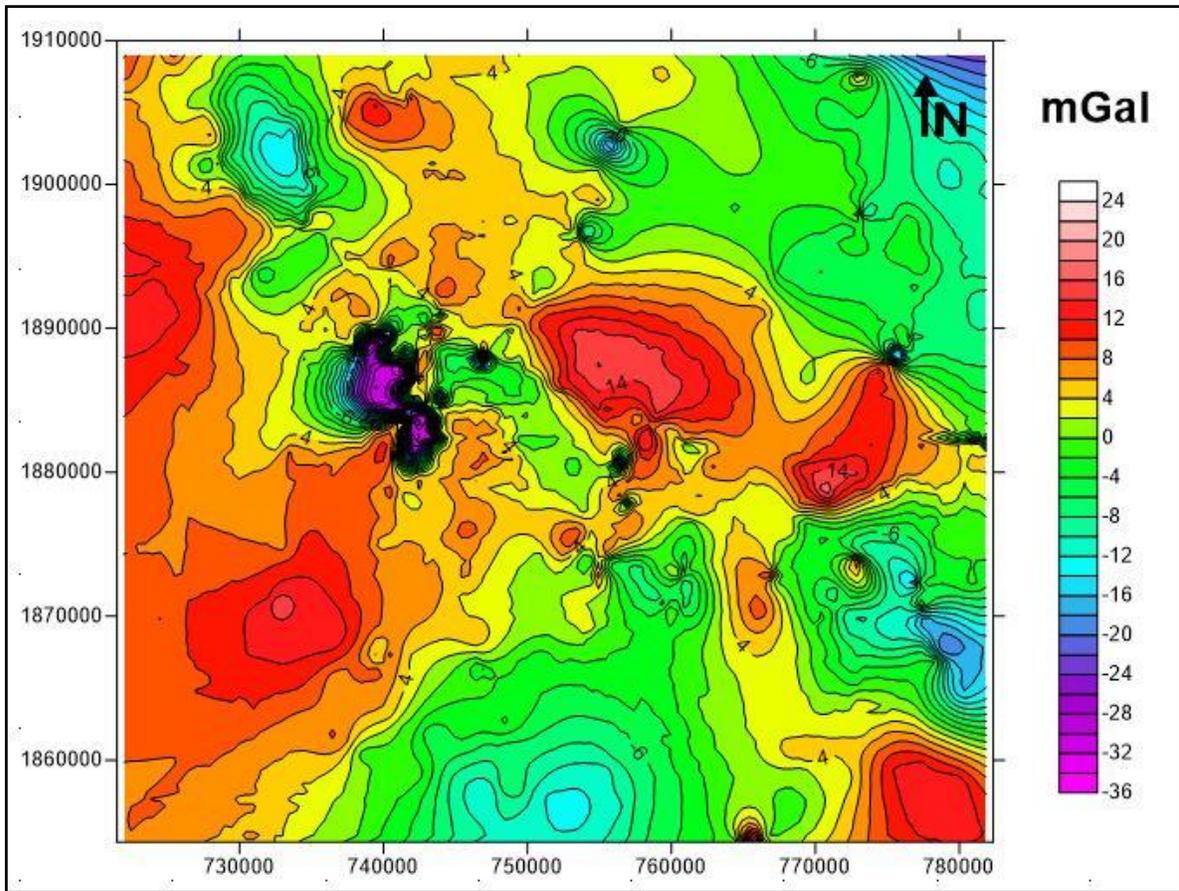


Figura.- 36 Mapa residual obtenido a partir de la diferencia entre el mapa de anomalía de Bouguer y regional

De la observación conjunta del mapa geológico y del mapa de anomalía residual se tiene una primera aproximación del significado geológico de las anomalías gravimétricas más importantes de la zona de estudio. La figura 38 muestra los contactos geológicos principales, donde se observa una serie de máximos gravimétricos (unidades A,B y C) generados por el exceso de masa causado por materiales metamórficos y mínimos gravimétricos (unidades I,II,III y IV) causado por una deficiencia de masa.

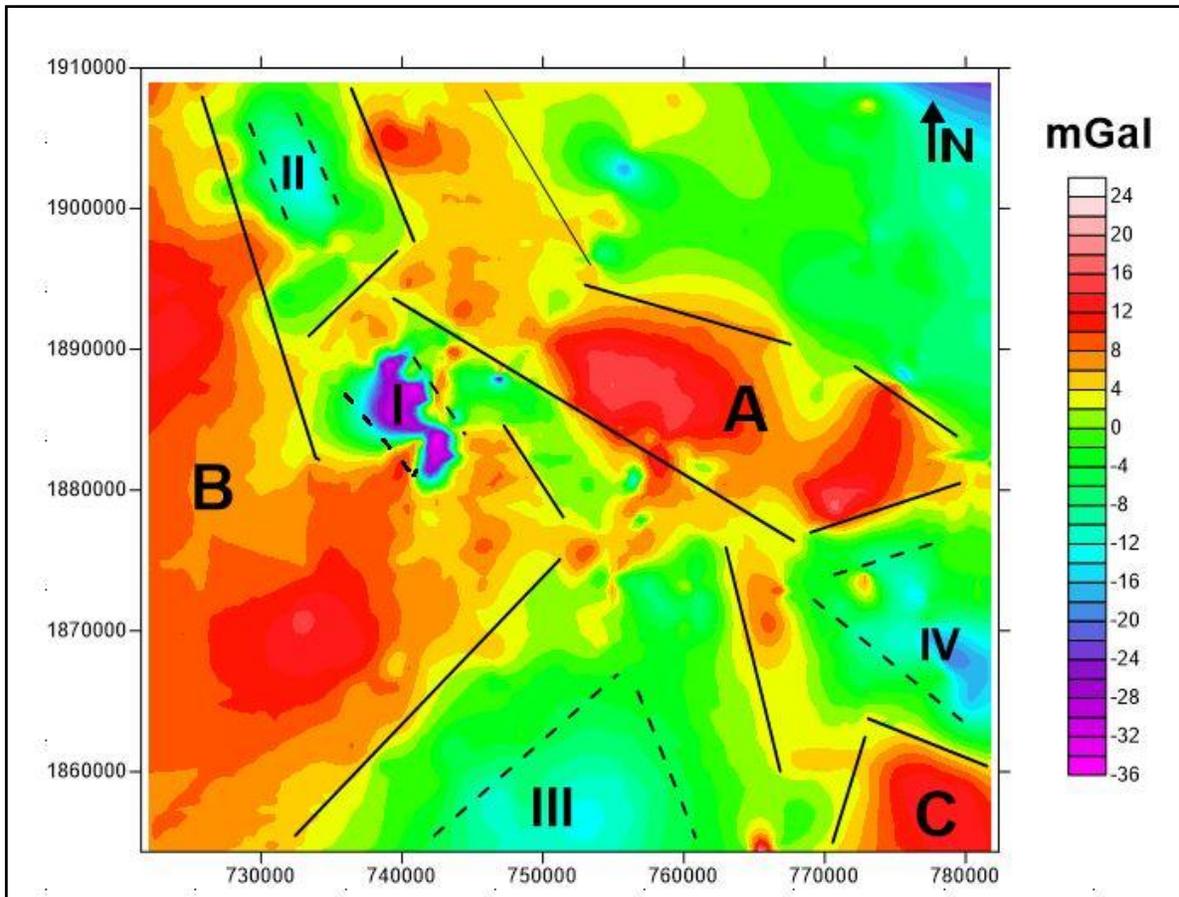


Figura.- 37 Mapa de anomalías residuales de Bouguer (regional de primer grado) y contornos geológicos principales, identificando los máximos y mínimos gravimétricos. Alineaciones gravimétricas principales(-----) y secundarias(_____)

La unidad A corresponde a un máximo, en esta zona se encuentra roca del tipo gneis; en la parte sur dirección SE se tiene roca del tipo ígnea extrusiva básica y ácida. Esta unidad está delimitada por las alineaciones gravimétricas con dirección preferencial NW-SE las curvas isoanómalas definen un máximo con un alargamiento en dirección NO-SE.

La unidad B corresponde a un máximo predomina roca del tipo gneis, en la parte sur con dirección S-E se encuentra una sección de aluvión con afloramientos de roca gneis, lutita y arenisca esta unidad está delimitada por las alineaciones gravimétricas N-E al norte, S-E al sur.

La unidad C corresponde a un máximo, presenta roca del tipo gneis, en la parte norte con dirección N-E se encuentra roca del tipo ígnea extrusiva; esta unidad está delimitada por las alineaciones gravimétricas N-O y N-E al norte.

La unidad I corresponde al valor mínimo gravimétrico con dirección N-S, presenta un alargamiento NO-SE delimitado por alineaciones N-E al oeste y N-E al este, el tipo de roca presente en esta zona es lutita-arenisca y al sur presenta una sección de Aluvión.

La unidad II corresponde a valores mínimos gravimétricos con dirección N-S con un alargamiento NO-SE delimitado por alineaciones gravimétricas secundarias con dirección NO – SE, al este y oeste presenta roca del tipo caliza y aluvión.

La unidad III corresponde a valores mínimos gravimétricos delimitado por alineaciones gravimétricas secundarias con dirección SE al oeste y NE, al este presenta roca del tipo ígnea extrusiva básica y aluvión.

La unidad IV corresponde a valores mínimos gravimétricos, presenta un alargamiento NO-SE delimitado por alineaciones gravimétricas secundarias con dirección NE al este – SE, al norte presenta roca del tipo ígnea extrusiva ácida, Arenisca y aluvión.

4.1.4 Magnetometría

El análisis de los datos aeromagnéticos inició con la digitalización de las cartas aeromagnéticas del Servicio Geológico Mexicano, al momento de la digitalización las cartas tenían las correcciones que se describen en el apartado 3.3.2, esto permitió la reproducción del mapa de intensidad magnética de campo total (figura 39).

Se pueden observar dos zonas anómalas principales. La primera al oeste de la zona de estudio en donde el alto magnético, en tonalidades rojas, presenta

una anomalía positiva con una distribución de menor área en la porción suroeste, cuyos valores se encuentran entre 50 y 400 nT.

La segunda zona, en donde el bajo magnético, en tonalidades moradas, muestra una anomalía negativa distribuida al noroeste del área de estudio con valores aproximados de -600 a -200 nT.

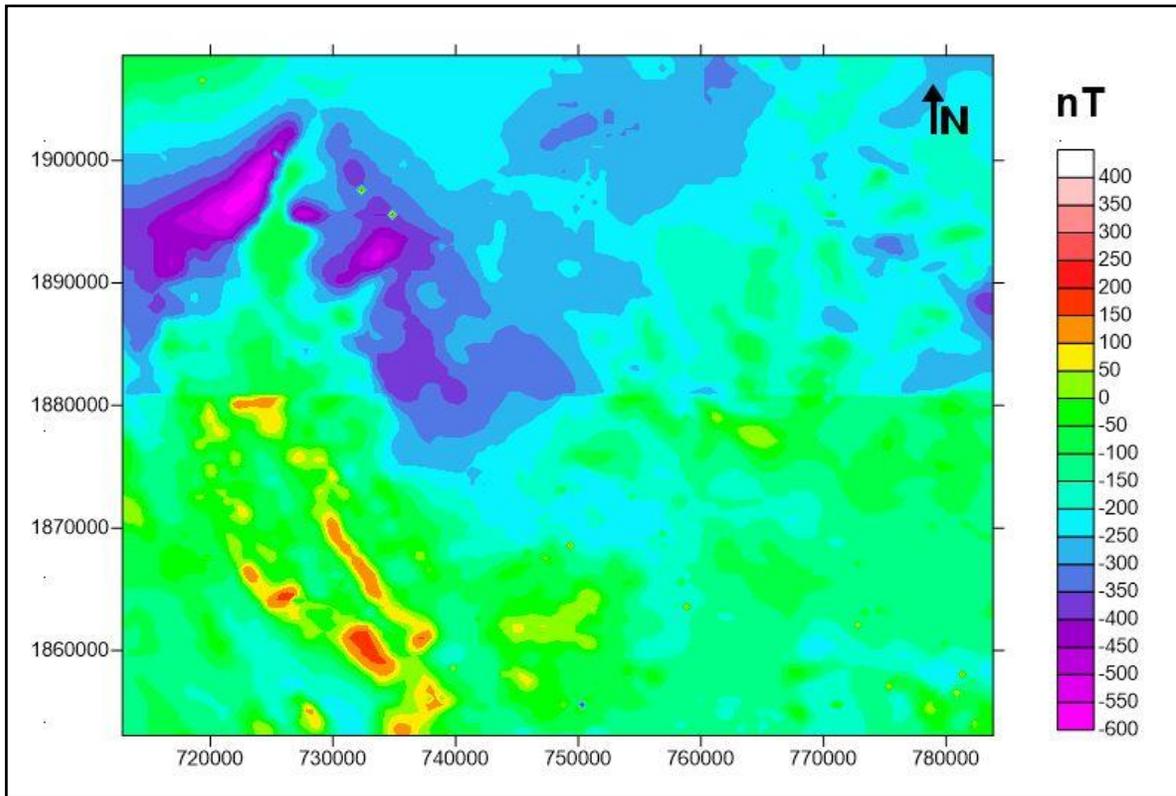


Figura.- 38 Mapa de Intensidad de Campo Magnético Total, resultado de la digitalización de las cartas magnéticas de Campo Total

Para la respuesta de las anomalías en su posición correcta se realizó la reducción al polo (RP) que se presentan en la figura 40, observándose un desplazamiento de las anomalías a su posición real.

En esta figura se observa la dipolaridad magnética, y que la anomalía negativa de la zona noroeste se conserva; sin embargo, se separa el área en la que se encuentra distribuida y su amplitud oscila entre -150 y 550 nT. Al noroeste

del área de estudio se observa otra anomalía positiva con valores de 100 y 600 nT.

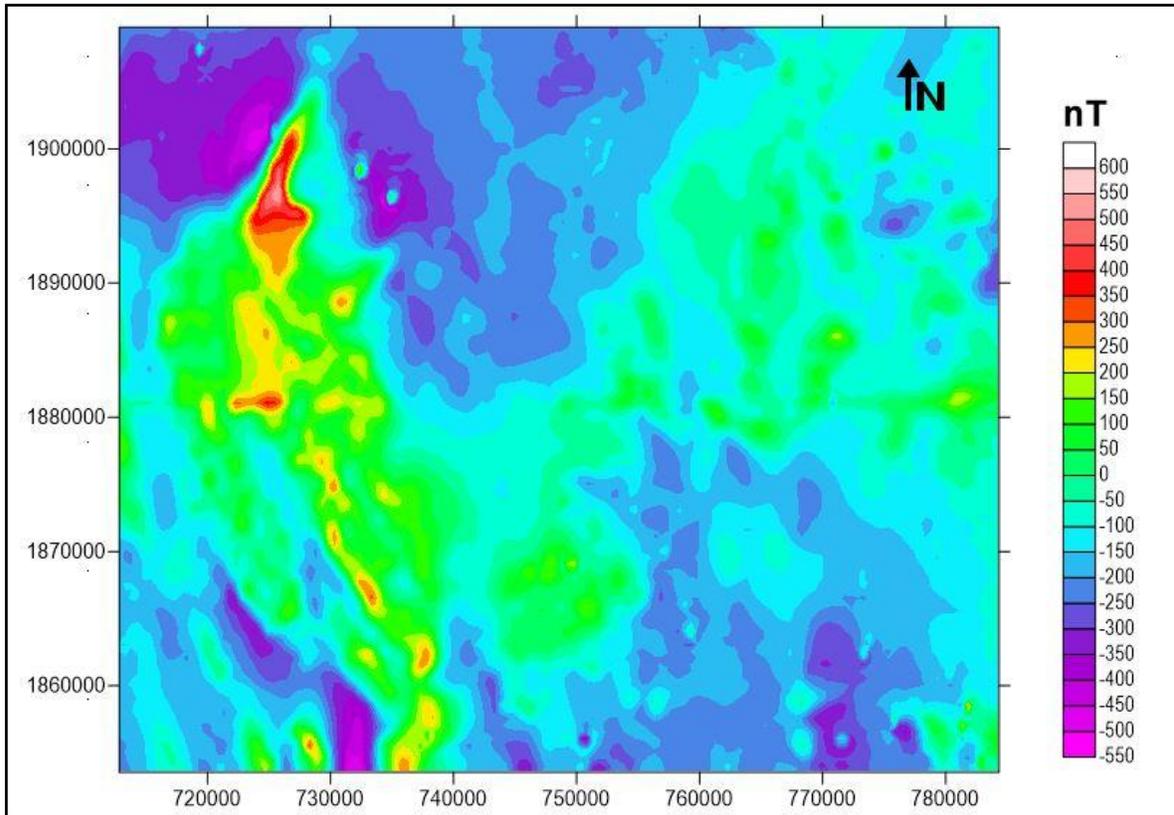


Figura.- 39 Reducción al Polo de anomalías magnéticas utilizando los datos del campo geomagnético al centro de las cartas

Las anomalías sufrieron modificaciones en su posición y magnitud respecto al campo magnético, al eliminar la distorsión producida por la inclinación del campo geomagnético, es decir, se eliminó la asimetría y los desplazamientos laterales de las anomalías del campo total.

Al analizar la información del mapa de RP se utiliza el término dominio, para identificar zonas que dentro de la configuración magnética presentan características de longitud de onda y amplitud similares.

Estos sectores aeromagnéticos pueden estar constituidos por una o varias unidades geológicas, o bien varias unidades geológicas pueden constituir un solo dominio o sector como se ilustra en la figura 41.

El dominio aeromagnético I, cuya intensidad de magnetización varía de (-190 a -550nT) está localizado al noroeste del área de estudio, presenta una anomalía monopolar de mínimos magnéticos (-370a -550nT). Este dominio está relacionado con dos unidades geológicas, roca sedimentaria (arenisca - lutita) y roca volcánica (tobas andesíticas terciarias, conglomerados y areniscas recientes).

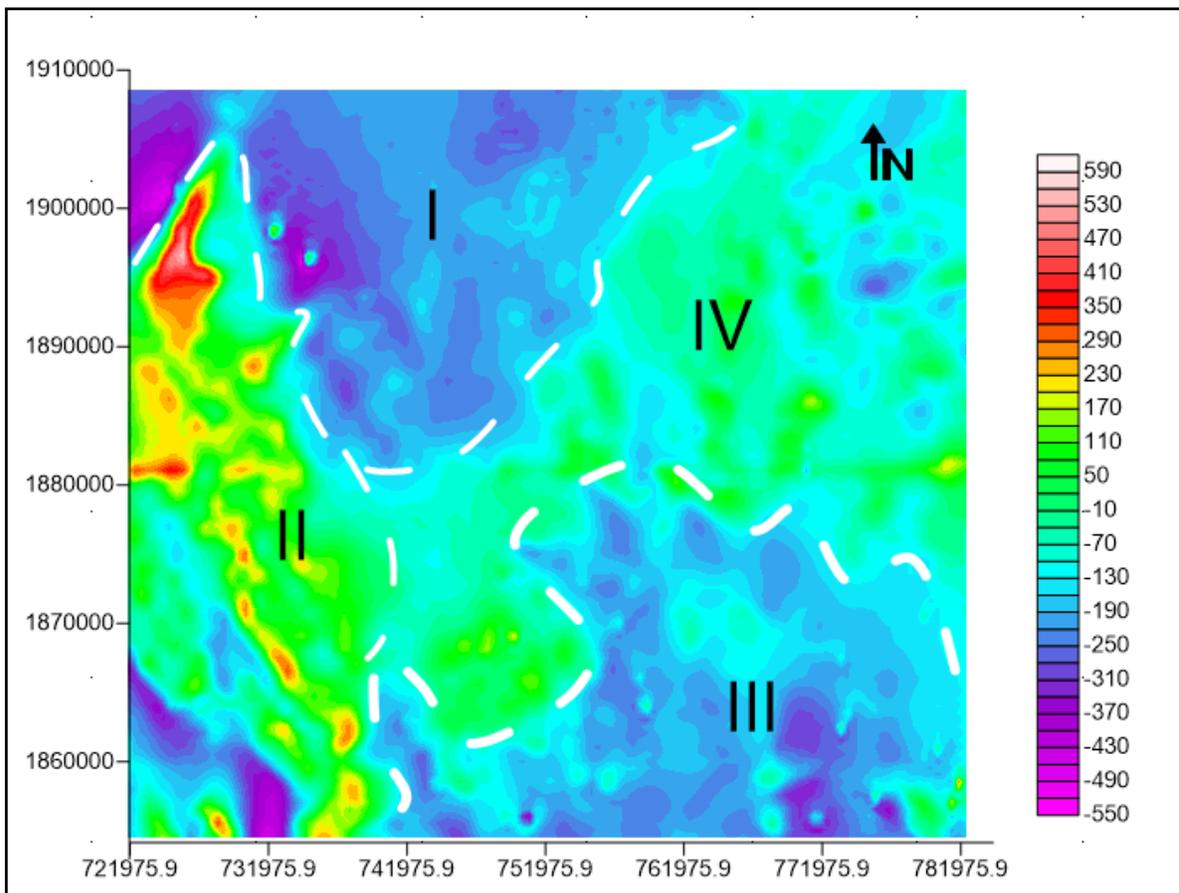


Figura.- 40 Mapa del Campo Magnético Reducido al Polo con Dominios aeromagnéticos

El dominio aeromagnético II presenta una intensidad de magnetización de (-10 a 590nT); geológicamente está relacionado con el complejo Oaxaqueño (rocas metamórficas). Al norte del dominio presenta una anomalía monopolar de altos magnéticos relacionado con rocas metamórficas de tipo anortosita; al sur se observa un mínimo magnético relacionado con roca sedimentaria de tipo Aluvión.

El dominio aeromagnético III presenta una intensidad magnética de (-10 a -370 nT); geológicamente está relacionado con varias unidades geológicas predominando roca sedimentaria (aluvión, conglomerado, arenisca-lutita), roca volcánica (andesita, brecha intermedia) y roca intrusiva (granito y diorita).

Finalmente, el dominio aeromagnético IV presenta una intensidad magnética de (130 a -160 nT); este dominio está relacionado con roca sedimentaria (aluvión, conglomerado, arenisca-lutita) y roca extrusiva (toba riolítica).

4.1.5 Modelado directo conjunto en 2 ½ dimensiones

Teniendo en cuenta los objetivos planteados así como la geología de la zona y el análisis realizado del mapa de anomalías residuales de Bouguer y la anomalía magnética de campo total reducida al polo se propusieron los 5 perfiles para su posterior modelización (Figura 42).

Los perfiles se trazaron de manera perpendicular a las principales estructuras geológicas que se conocen en el área de estudio, éstos atraviesan la zona de estudio con dirección SW a NE respectivamente

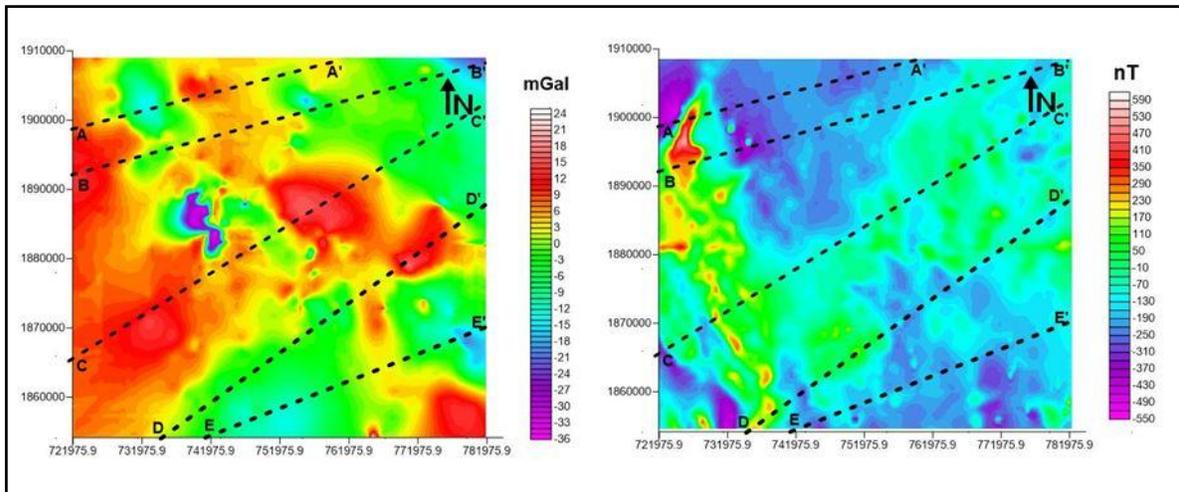


Figura.- 41 Ubicación de los perfiles modelados de manera conjunta: (a) mapa gravimétrico y (b) mapa magnético

La interpretación de anomalías gravimétricas y magnéticas correspondientes a cada perfil se realizó de manera independiente suponiendo que las anomalías son producidas por cuerpos bidimensionales de diferente susceptibilidad magnética y densidad.

Para iniciar con el modelado directo se propuso un modelo geológico que incluía espesores, densidades para los datos gravimétricos y susceptibilidades para los datos magnéticos, de acuerdo a la existencia y distribución de materiales del área de estudio. Se obtuvo una respuesta de ambos métodos que fueron los datos calculados. Esta respuesta se comparó con la anomalía residual (datos observados) y el modelo geológico se modifica hasta lograr el mejor ajuste entre ellos en términos de residuales y el contexto geológico.

A continuación, se describe los perfiles gravimétricos y magnéticos modelados.

PERFIL A-A'

Con una longitud de 41 km en dirección SW - NE del área de estudio, geológicamente las rocas predominantes en este perfil son:

- (a).- Rocas Metamórficas (metagranito), pertenecientes al complejo Oaxaqueño y al complejo Milonítico Aloapan
- (b).- Roca sedimentaria (formación Jaltepetongo) y Rocas Volcánicas (formación Suchilquitongo)
- (c).- Unidad del Aluvión.

Dentro de este perfil se tienen identificadas las siguientes estructuras:

1. Falla de la Rosa del tipo lateral izquierda (FLI)
2. Falla Cero de Jalapa 3 (FLI)
3. Falla Atoyac inferida (FLI)
4. Falla de Oaxaca del tipo normal (FNA)
5. Falla Soledad 1 (FN)
6. Falla Siempre Viva (FNA)

La figura 43 muestra el resultado del modelado conjunto directo en el cual se determinó que los complejos Metamórficos (terreno Zapoteco y Cuicateco) presentan una susceptibilidad magnética de 0.003 y 0.0055 cgs, respectivamente, y una densidad promedio de 2.65 gr/cc. El espesor de la secuencia sedimentaria es de aproximadamente 500 m con una susceptibilidad magnética de 0.00004 y 0.0005 cgs y una densidad promedio de 2.6 gr/cc. El espesor del aluvión varía de 80 a 100 m, y susceptibilidad magnética es de 0.00002 cgs, presenta una densidad entre 1.71 y 2.3 gr/cc.

Como se mencionó anteriormente dentro de este perfil se localiza la falla Atoyac (inferida), y la falla Oaxaca (FN) ambas forman una estructura tectónica llamada graben, por tal motivo se considera una zona potencial de recarga al

subsuelo ya que la ubicación de éste se encuentra dentro de los suelos húmedos determinados por el análisis de imágenes satelitales.

Por lo tanto para este perfil se determinaron las siguientes zonas con mayores posibilidades de existencia de agua a profundidades mayores de 120 m:

- Villa de Etna
- Soledad Etna
- Nazareno Etna
- Guadalupe Etna

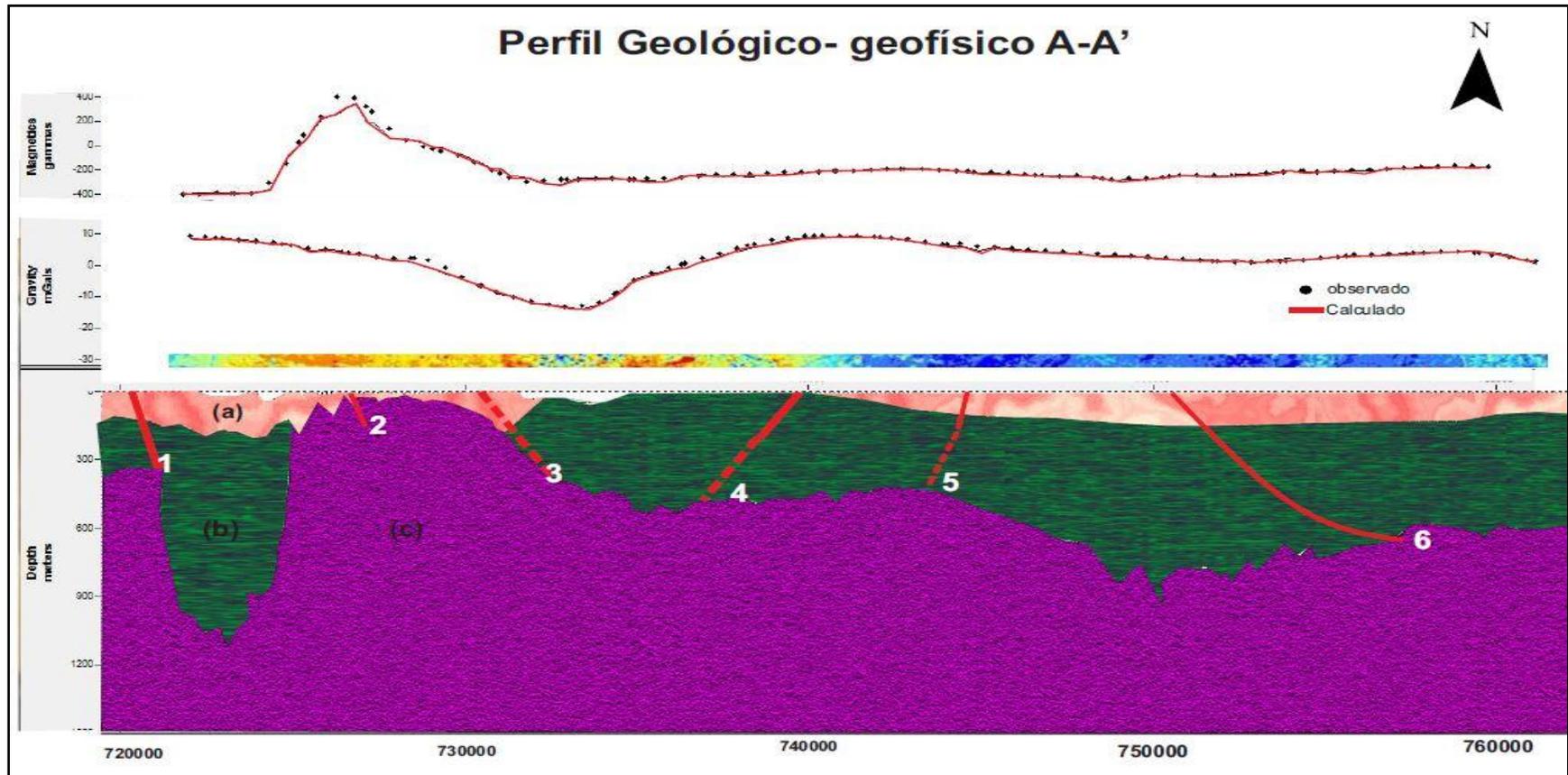


Figura.- 42 Perfil A-A' geológico- geofísico obtenido del modelado directo conjunto, tiene como basamento la secuencia de roca metamórfica (c); secuencia de roca sedimentaria (b) y la unidad del aluvi3n (a). Dentro de este perfil se localiza la falla Atoyac (inferida), y la falla Oaxaca (FN) ambas forman una estructura tect3nica llamada graben.

PERFIL B-B'

La figura 29 muestra el perfil B-B', el cual tiene una longitud de 65 km con dirección NW-NE del área de estudio. En este caso, geológicamente las rocas predominantes son:

- (a).- Rocas metamórficas (gneis y anortosita), pertenecientes al complejo Oaxaqueño y al complejo MiloníticoAloapan (toba andesíticas-andesita).
- (b).- Roca sedimentaria (Jaltepetongo) y rocas volcánicas (Suchilquitongo)
- (c).- Unidad del aluvión.

Dentro de este perfil se tienen identificadas las siguientes estructuras:

1. Falla Rio San Juan (falla normal con desplazamiento)
2. Falla Cerro Jalapa 4
3. Falla Atoyac (FLI)
4. Falla Oaxaca (FN)
5. Falla Siempre Viva (FN)

Se modeló el basamento del complejo Oaxaqueño (roca metamórfica) hasta una profundidad de 1500 m y se determinó un espesor de hasta de 1000 m aproximadamente a esa profundidad, la susceptibilidad magnética es de 0.002 y 0.0055cgs presentando una densidad promedio de 2.65 gr/cc.

El espesor de la secuencia sedimentaria es de aproximadamente 500 m, la susceptibilidad magnética es de 0.00007cgs, presentando una densidad promedio de 2.6 gr/cc.El espesor del aluvión varia de 80 a 100 m, la susceptibilidad magnética es de 0.00005cgs y la densidad de 1.99gr/cc.

Para este perfil se determinaron las zonas con mayores posibilidades de existencia de agua, y son San Lorenzo Cacaotepec y San Pablo Etlá.

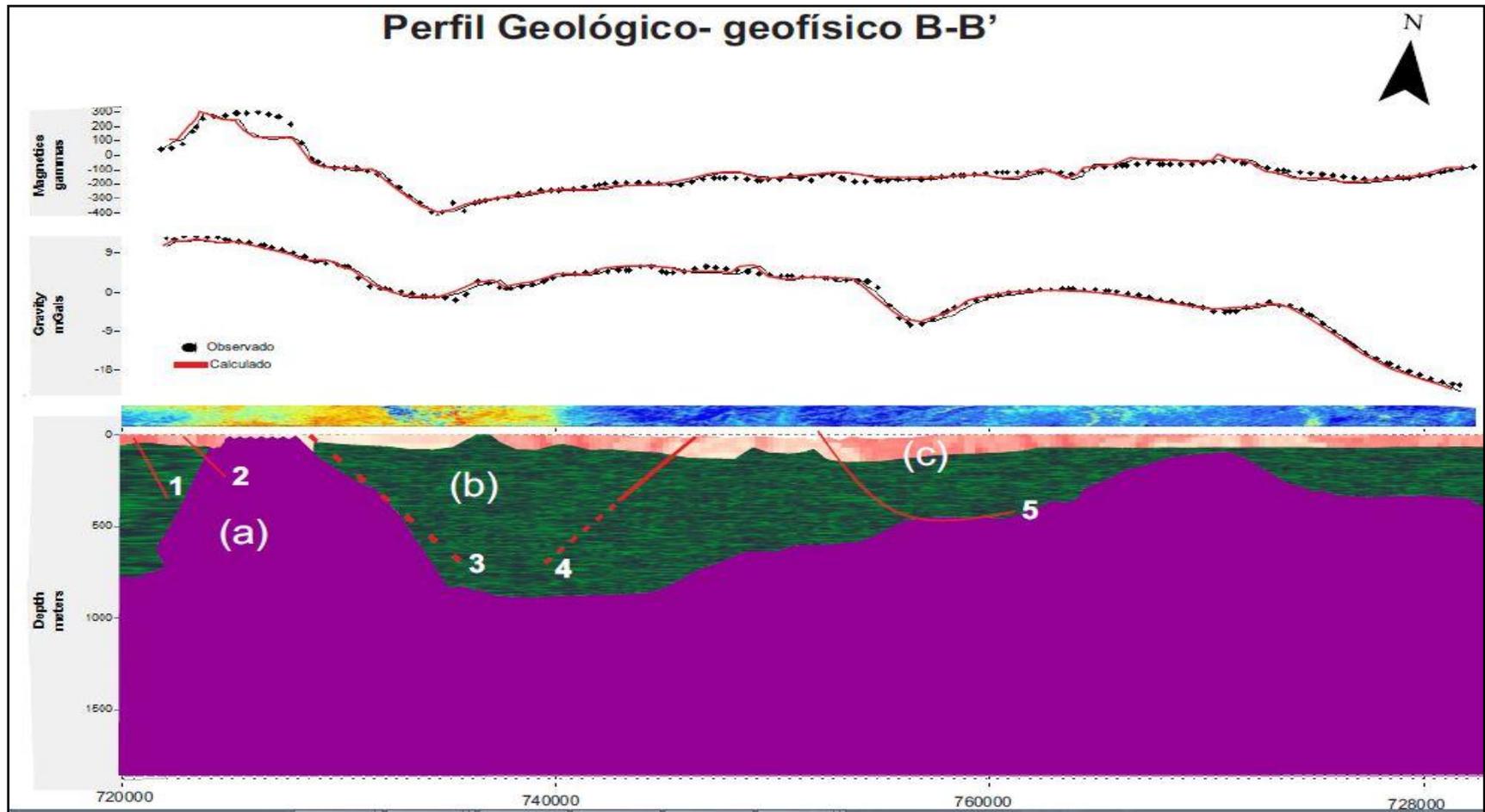


Figura.- 43 Perfil B-B' geológico- geofísico obtenido del modelado directo conjunto, tiene como basamento la secuencia de roca metamórfica (a); secuencia de roca sedimentaria (b) y la unidad del aluvión (c). Dentro de este perfil se localiza la falla Atoyac (inferida), y la falla Oaxaca (FN) ambas forman una estructura tectónica llamada graben.

PERFIL-C'

Con una longitud de 73 Km con una dirección SW - NE del área de estudio, geológicamente las rocas predominantes son:

- (a).- Rocas metamórficas (gneis y anortosita), pertenecientes al complejo Oaxaqueño y al complejo Milonítico Aloapan (toba andesíticas-andesita).
- (b).- Roca sedimentaria (Jaltepetongo) y rocas volcánicas (Suchilquitongo)
- (c).- Unidad del aluvión.

Dentro de este perfil se identificaron las siguientes estructuras:

1. Falla Santa Magdalena (FLI)
2. Falla Magdalena (FLD)
3. Falla Soledad 1(FL)
4. Falla Santa Inés del monte (FLI)
5. Falla Animas
6. Falla Cara de León (FLI)

El espesor del basamento del complejo Oaxaqueño (roca metamórfica) es de 1000 m. La susceptibilidad magnética es de 0.007cgs y una densidad promedio de 2.65 gr/cc. El espesor de la secuencia sedimentaria es de aproximadamente 500 m, la susceptibilidad magnética de 0.000051cgs y la densidad promedio de 2.64 gr/cc. El espesor del aluvión varía de 80 a 100 m, la susceptibilidad magnética es de 0.00005cgs y una densidad entre 1.7 y 1.99 gr/cc.

En este perfil se observa un graben formado por las fallas Ánimas y Cara de León con relleno sedimentario; en esta área la imagen satelital muestra suelo húmedo por lo tanto, las áreas a explorar serían:

- Animas trujano
- San Agustín de las Juntas
- San Antonio de la Cal
- Tlaxiactac de Cabrera
- Santa María el Tule

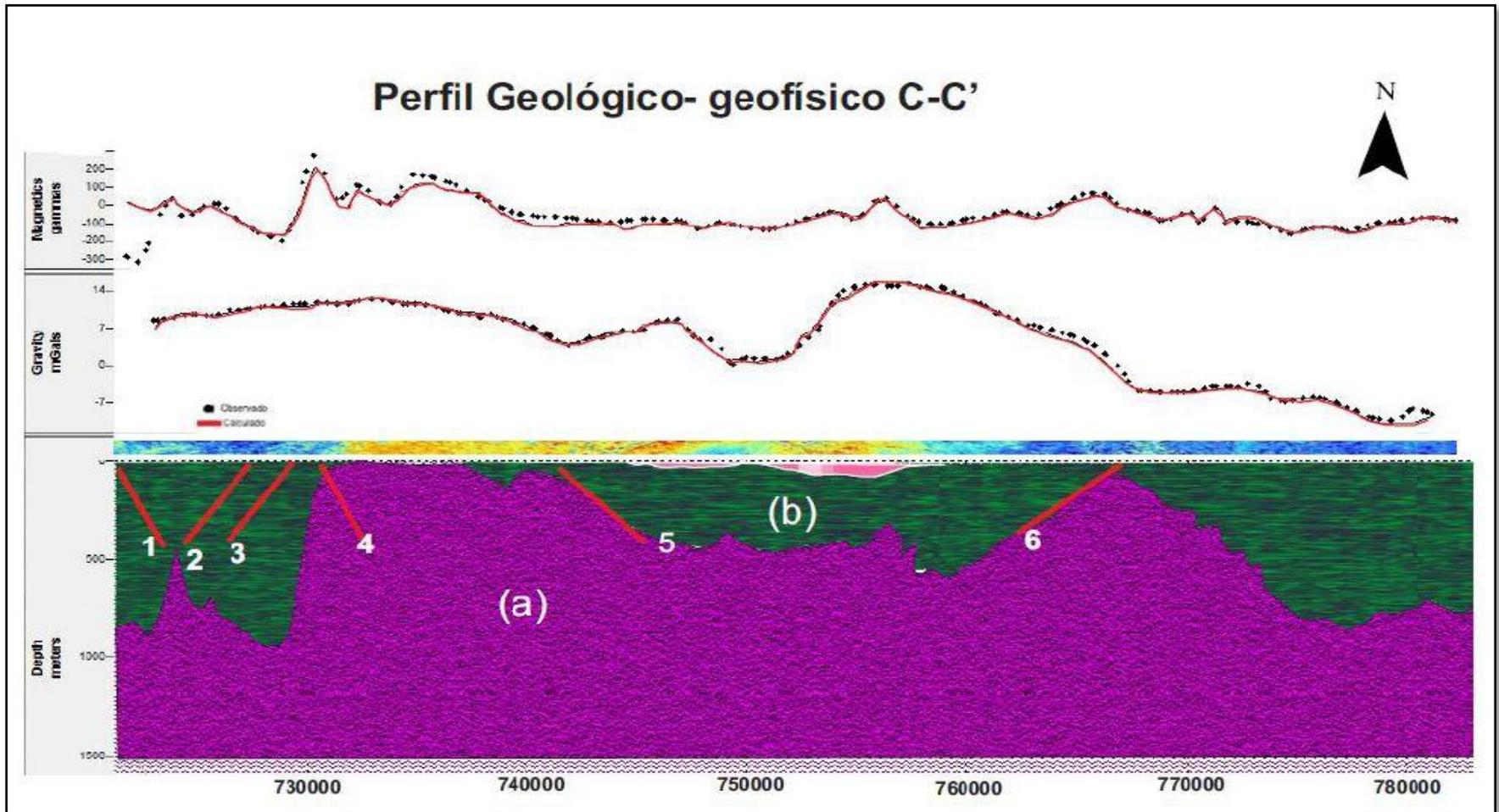


Figura.- 44 Perfil C-C' geológico- geofísico obtenido del modelado directo conjunto, tiene como basamento la secuencia de roca metamórfica (a); secuencia de roca sedimentaria (b) y la unidad del aluvión (c). se observa un graben formado por las fallas Ánimas y Cara de León.

PERFIL D-D'

Con una longitud de 60 km el espesor del basamento con una dirección SW-NE del área de estudio (Figura 46), geológicamente las rocas predominantes son:

- (a).- Rocas metamórficas (gneis y anortosita), pertenecientes al complejo Oaxaqueño y al complejo Milonítico Aloapan (toba andesíticas-andesita).
- (b).- Roca sedimentaria
- (c).- Unidad del aluvión

El Complejo Oaxaqueño del terreno Zapoteco (roca metamórfica) con una susceptibilidad magnética de 0.006 cgs y su densidad promedio de 2.63 gr/cc, observando dos afloramientos al NW de Ocotlán de Morelos.

El espesor de la secuencia sedimentaria es de 400 a 800 m, la susceptibilidad magnética de 0.00003 cgs y la densidad promedio de 2.64 gr/cc. El espesor del aluvión es de 70 m con una extensión aproximada de 2 Km, la susceptibilidad magnética es de 0.00005 cgs y su densidad de 1.99 gr/cc.

Dentro de este perfil se encuentran dos fracturas observadas, y hay afloramientos de roca metamórfica, según lo obtenido en el análisis de imágenes satelitales este perfil no presenta condiciones de por lo tanto no se especifica algún sitio de interés para la exploración de agua en las rocas sedimentarias

Allas

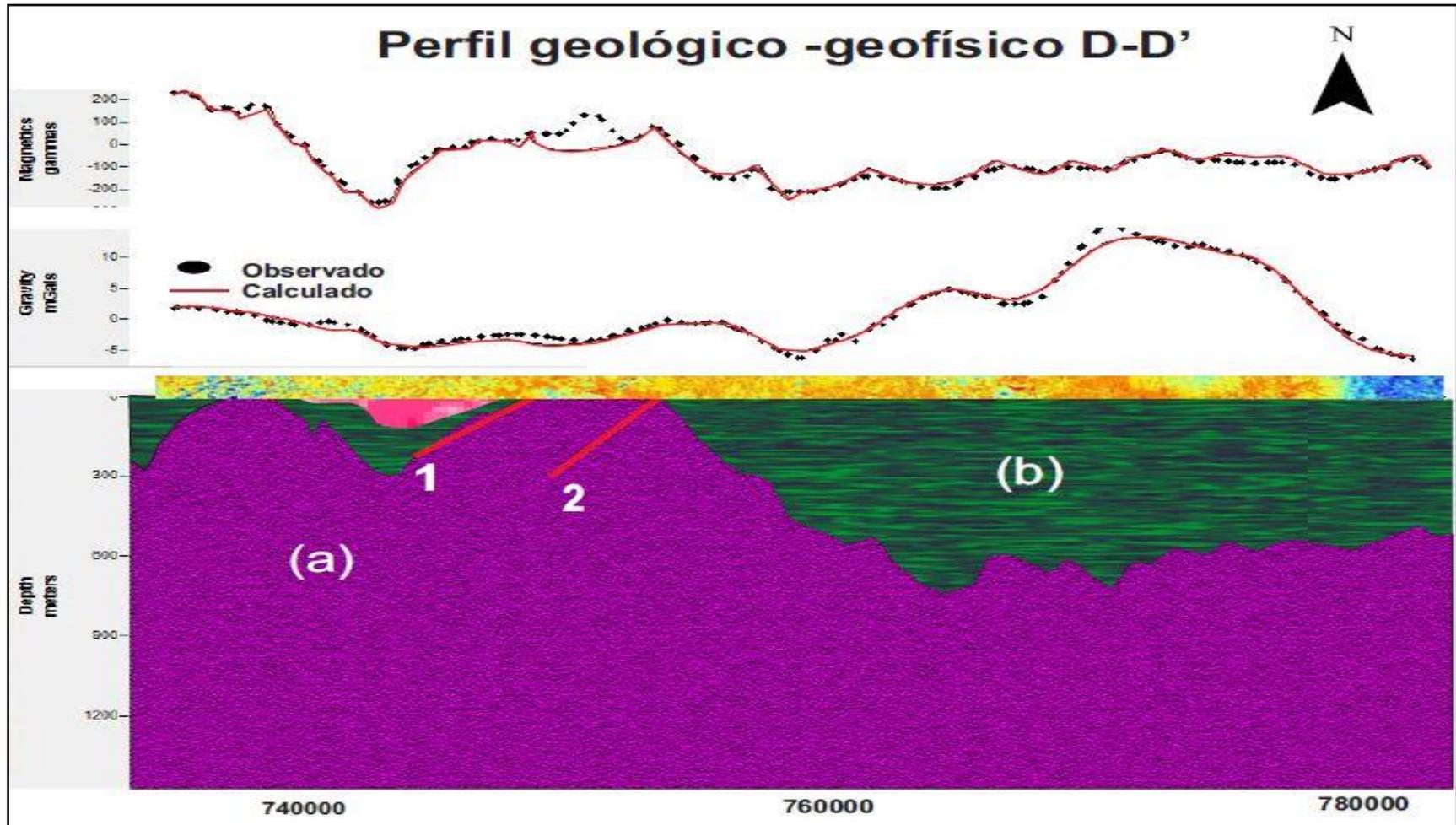


Figura.- 45 Perfil D-D' cubriendo una extensión de 60 Km, (a).- Rocas metamórficas (b).- Roca sedimentaria (c).- Unidad del aluvión, se observan dos fracturas, es en este perfil donde se presenta un espesor de la secuencia de roca sedimentaria entre 400 y 800 m.

PERFIL E-E'

Cubre una longitud de 45 Km con una dirección SW-NE (Figura 47) del área de estudio;

El Complejo Oaxaqueño del terreno Zapoteco (roca metamórfica) presenta una susceptibilidad magnética de 0.00301 cgs y una densidad promedio de 2.63 gr/cc. Por otra parte, la secuencia sedimentaria presenta un espesor máximo de 600m, la susceptibilidad magnética de 0.00003 cgs y densidad promedio de 2.65 gr/cc. El espesor del aluvión varía de 80 a 100 m, la susceptibilidad magnética es de 0.00002 cgs y su densidad promedio de 1.75 gr/ cc.

Existe una variabilidad de susceptibilidad magnética entre el Complejo Oaxaqueño del Terreno Zapoteco y el Complejo Milonítico del Terreno Cuicateco en los perfiles A y B; por lo tanto, se infiere que la composición mineral de esos complejos podrían ser diferentes. Sin embargo, en los perfiles C, D y E la susceptibilidad magnética es similar, por lo cual se puede considerar que no existe variabilidad entre estos terrenos.

La diferencia de densidades se observa entre las unidades estratigráficas metamórficas, sedimentarias y el aluvión permitiendo diferencias cada uno de estos estratos así como sus espesores .

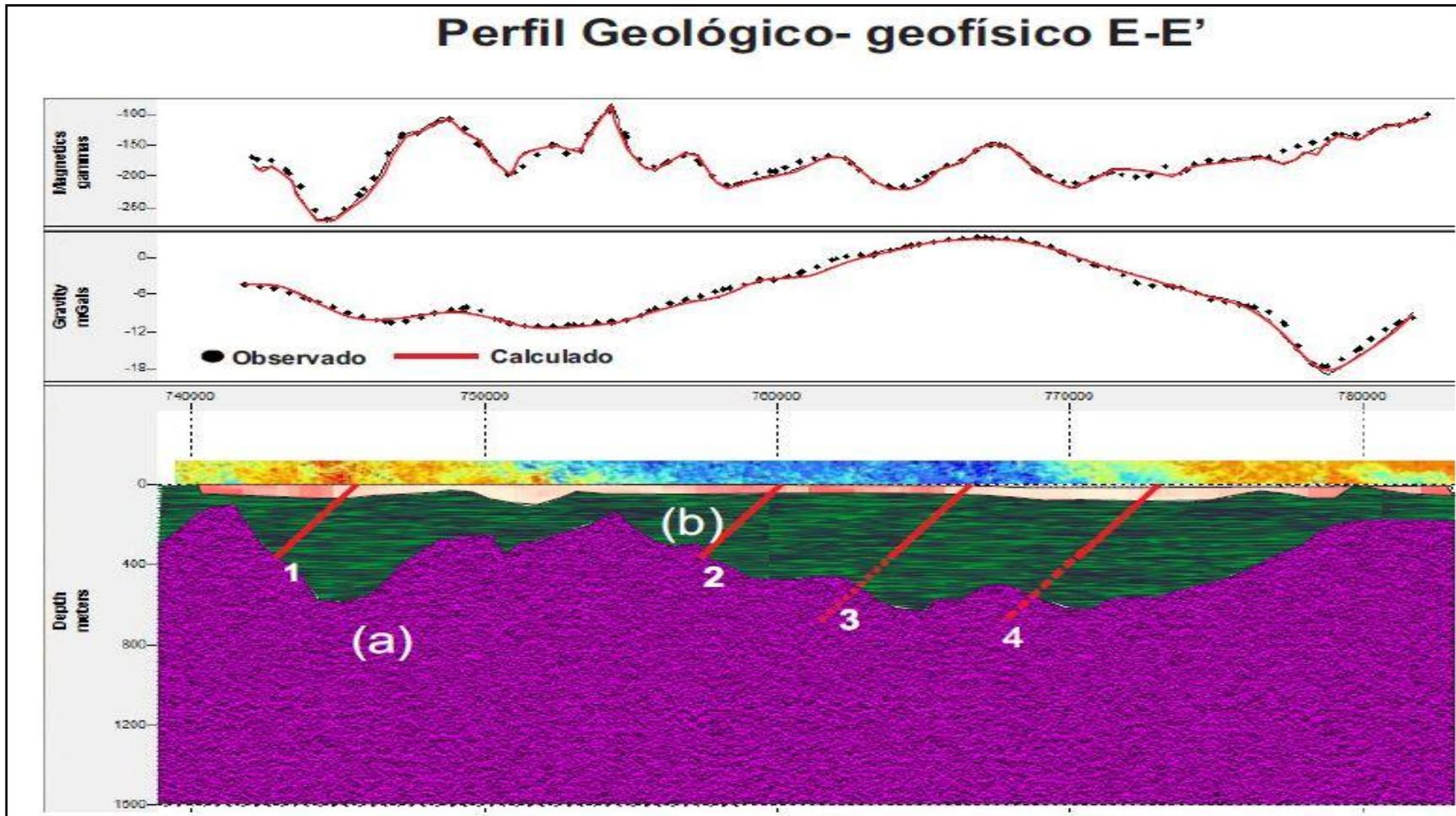


Figura.- 46 Perfil E-E' cubriendo una extensión de 45 Km, (a).- Rocas metamórficas (b).- Roca sedimentaria (c).- Unidad del aluvión, es en este perfil donde se observa la falla de Ocotlán

4.1.6 Resistividad Eléctrica (Sondeos Eléctricos Verticales)

Se obtuvieron las resistividades y espesores generando de esta manera los cortes geoelectricos para cada SEV que se muestran en la Figura 48 .Finalmente, se conformaron las secciones geoelectricas correspondientes para realizar el modelo geológico de los tres perfiles.

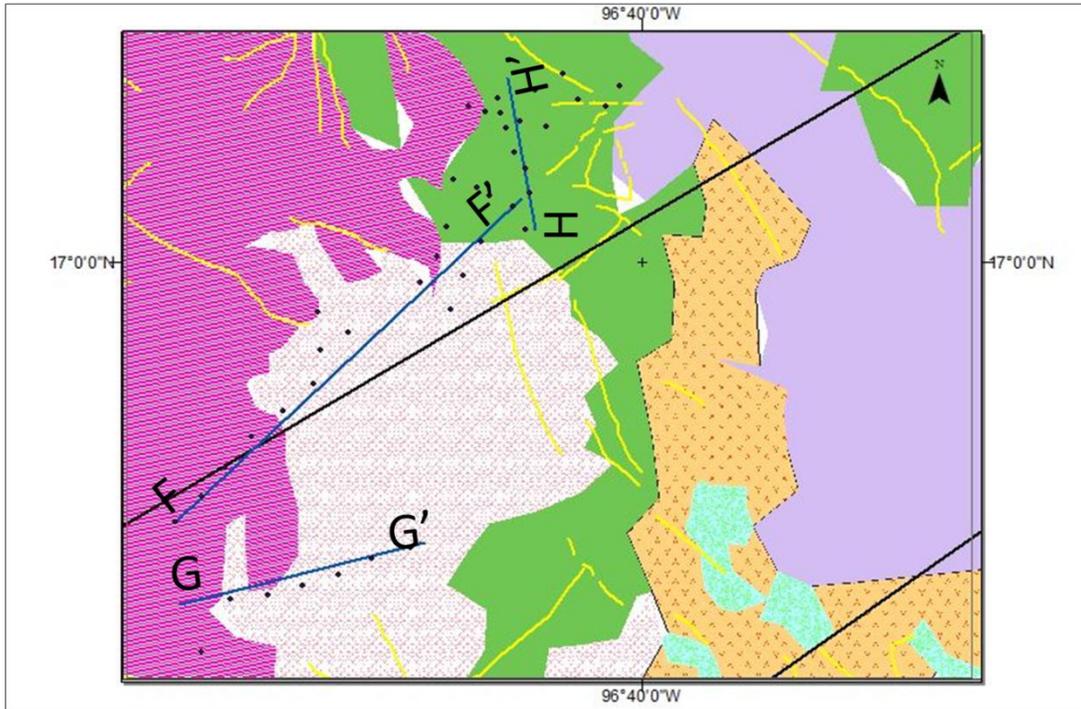


Figura.- 47 Ubicación de los perfiles geoelectricos

Perfil F-F'

Este perfil (Figura 49) esta trazado en los municipios de Trinidad de Zaachila, Villa de Zaachila, Cuilapam de Guerrero, San Raymundo Jalpan, Santa Cruz Xoxocotlán, San Agustín de las Juntas y San Antonio de la Cal, con una longitud aproximada de 15.5 km y una profundidad interpretada de 200m, con dirección SW-NE

Las resistividades obtenidas en un rango de 55 a 800 Ω -m representan el suelo residual, las de 50 a 100 Ω -m corresponden a limos saturados con un espesor de 50 a 100 m y las de 100 - 2000 Ω -m se asocian a la cima de la secuencia sedimentaria con un espesor de 50 a 150 m.

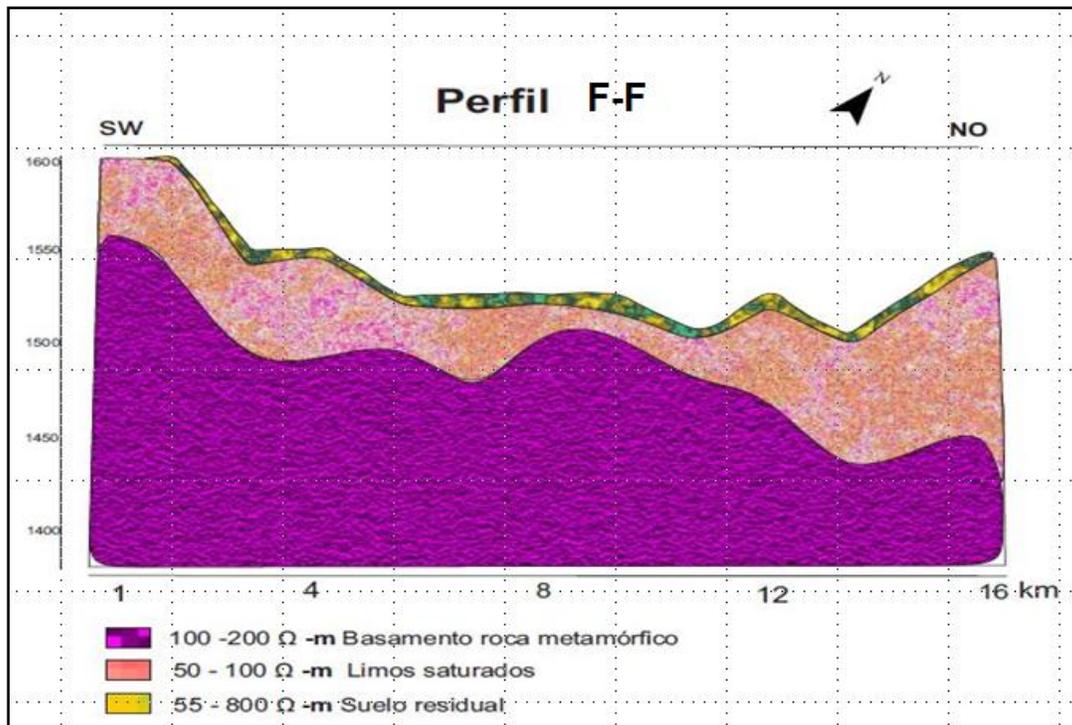


Figura.- 48 Perfil geológico F-F' con una longitud aproximada de 16 Km con dirección SW-NO

El área donde se trazó este perfil geológicamente existe afloramiento de roca sedimentaria (limo - arena), si se compara el perfil de este modelo con el del modelo geológico- geofísico (perfil C-C' de gravimetría y magnetometría, Figura 45), ambos modelos coinciden en la estratigrafía determinada así como los espesores de cada estrato, se comparo con el perfil C-C' debido a la cercanía a este.

Perfil G-G'

Comprende los municipios de Zimatlán de Álvarez, Ciénega, San Bartolo Coyotepéc, con una longitud aproximada de 8.6km y una profundidad de 600m, con dirección SW-NO (Figura 50). Las resistividades mayores a 1000 Ω -m representan al basamento de roca fracturada, las de 20 a 100 Ω -m representan limos saturados con un espesor de 200 m aproximadamente y las de 30 a 400 Ω -m representan suelo residual.

En este perfil se tiene una profundidad de 600 m. y al comparar con los perfiles B-B' y C-C' se interpretó que coincide con las mismas unidades estratigráficas, y es en esos puntos donde se encuentran afloramientos de roca metamórfica y el espesor de la roca sedimentaria es de menos de 300m.

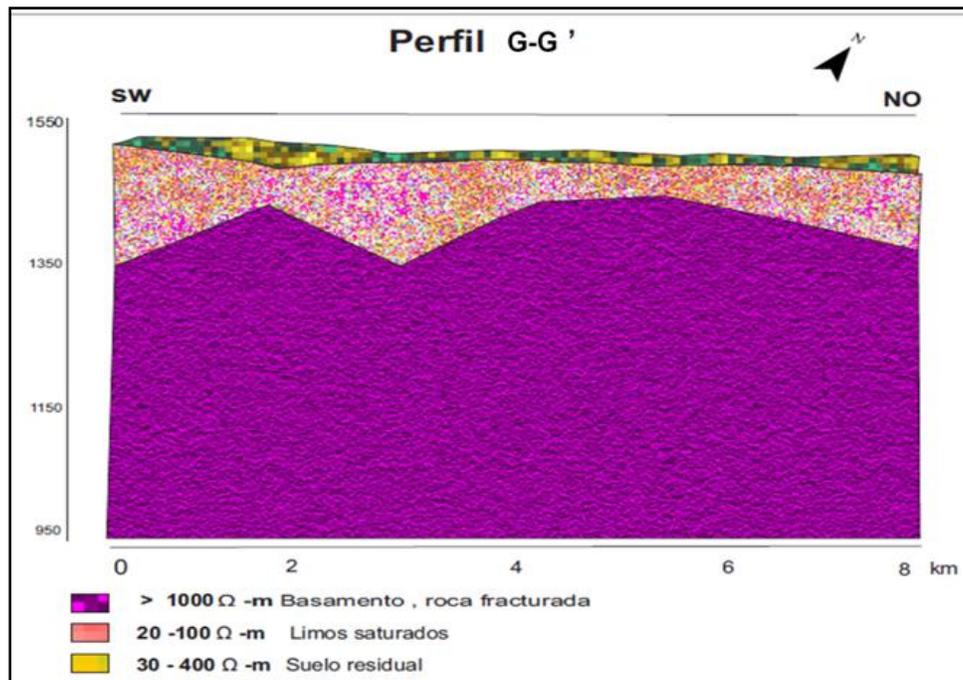


Figura.- 49 Perfil geológico G-G' cubriendo una longitud aproximada de 8 Km con dirección SW-NO

PERFIL H-H'

Este perfil (Figura 51) se elaboró y cruza los municipios de Oaxaca de Juárez y San Antonio de la Cal, con una longitud aproximada de 5.5 km y se interpretó una profundidad máxima de 150 m, con dirección SE-NW. Está trazado sobre roca sedimentaria (formación Jaltepetongo) cuya litología corresponde a arenisca-lutita.

La profundidad estimada en este perfil es de 120 m, y de acuerdo con las resistividades obtenidas se tiene la presencia de suelo residual con una resistividad de 30 a 400 Ω -m y limo saturado de 20 a 90 Ω -m; la primera con un espesor máximo de 70 m y la segunda con un espesor de 100m.

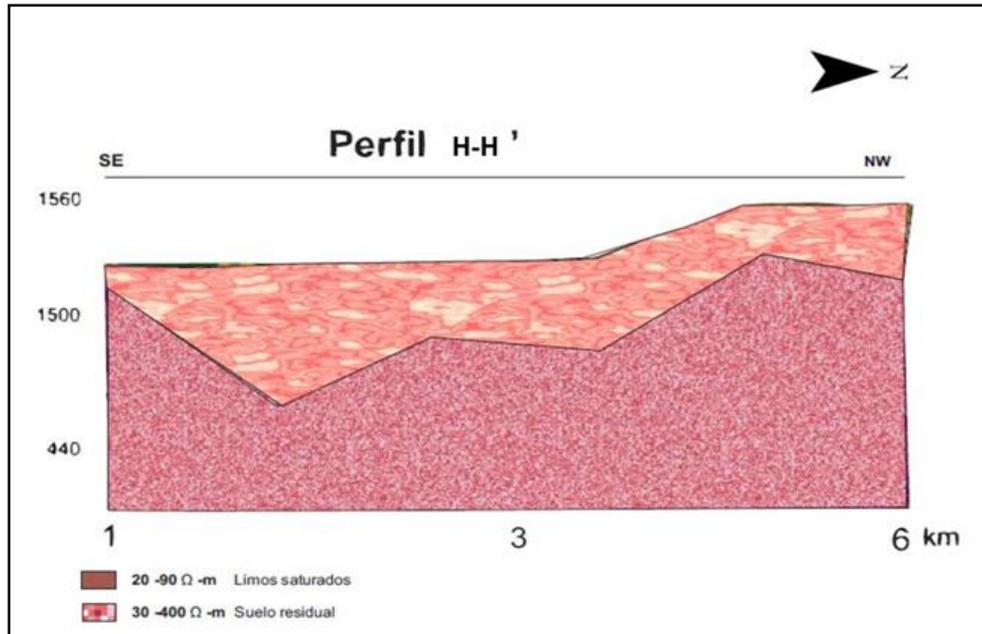


Figura.- 50 Perfil geológico H-H' cubriendo una extensión aproximada de 6 Km con dirección SE-NW.

De acuerdo a la metodología propuesta, el conocimiento geológico del área de estudio, permitió crear el modelado geológico-geofísico de los perfiles propuestos, es decir, el conjunto directo de los datos de gravimetría y magnetometría en los perfiles A, B, C, D y E a una profundidad de 1500 m, estima que el espesor del basamento (Complejo Oaxaqueño y Milonítico) para los perfiles A y B es de hasta 1000 m, teniendo afloramientos en A,B,C y D.

El espesor de la secuencia sedimentaria (lutita-arenisca-caliza) que sobreyace al basamento es de 500 a 700 m. Se observa un espesor menor a 500 m en los perfil C y D, el espesor máximo del aluvión es de 100 a 120 m en los perfiles A, B, C y E, se observó que en el perfil E la existencia de la capa de aluvión es mínima con una extensión aproximada de 2 km y una profundidad máxima de 50 m al NW del perfil.

Los perfiles A y B son los únicos que incluyen los dos terrenos tectonoestratigráficos (Zapoteco y Cuicateco), prueba de ello es la diferencia de susceptibilidades magnéticas y densidad indicando diferente composición mineral entre estos dos terrenos.

El perfil C atraviesa el área de Valles Centrales; en este perfil se observa que la interacción de suelos húmedos, fallas estructurales y el modelo geológico - geofísico son áreas potenciales para la recarga al acuífero que se estima se encuentra a profundidades mayores a 120m.

Las características de este modelo se constriñó con los perfiles F,G y H de los sondeos eléctricos verticales que definieron de manera puntual las profundidades de los estratos a una profundidad máxima de 600 m para el caso del perfil B.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 CONCLUSIONES

1. El análisis de imágenes satelitales Landsat para el conocimiento de suelos húmedos y secos a nivel regional fue una herramienta relevante, permitiendo así identificar las zonas más susceptibles a infiltración de agua al subsuelo.
2. Se interpretó que el basamento del complejo Oaxaqueño es irregular y le sobreyace la secuencia sedimentaria de espesor entre 500 y 700 m, y a éste el medio granular con un espesor de 100 a 120 m.
3. La presencia de las fallas interpretadas en los perfiles favorece la infiltración del agua hacia el subsuelo, haciendo que potencialmente la secuencia sedimentaria pueda almacenar y transmitir agua subterránea.
4. De acuerdo con los resultados del modelo geológico-geofísico obtenido se concluye que la presencia de las fallas y fracturas localizadas a lo largo de los perfiles ha sido un medio de infiltración del agua hacia el subsuelo, que corresponde a una estructura de origen tectónico llamado graben rellena por medio granular y la secuencia sedimentaria.

5.2 RECOMENDACIONES

A partir de la investigación realizada y los alcances de esta misma se propone realizar una interpretación geofísica utilizando sísmica o bien un levantamiento magnético de tal manera que se refuerce lo concluido.

Se recomienda utilizar los mapas de gravedad generados por el satélite Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE).

Se recomienda también hacer una perforación exploratoria a una profundidad de 800m en los lugares que se infiere existe el almacenamiento del agua subterránea a profundidades mayores de 120 m como son: San Agustín de las Juntas, San Antonio de la Cal y San Sebastián Tutla, como posibles zonas de exploración. Se requiere atravesar las rocas sedimentarias hasta la cima del basamento metamórfico, y evaluar las posibilidades de existencia del vital líquido.

BIBLIOGRAFÍA

- Álvarez, S. A. A., F. O. Gutiérrez and Á. F. N. Samaniego (1994). "Structural Evolution of the Sierra de Juárez Mylonitic Complex, State of Oaxaca, Mexico." *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 12(1): 1.
- Ángeles-Moreno, E., 2006, Petrografía, geología estructural y geocronología del borde noroccidental del terreno Cuicateco, Sierra Mazateca, Estado de Oaxaca, México: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 219 p.
- Belmonte Jiménez, S., I. (2005). Caracterización geofísica del sistema hidrogeológico del Valle de Zaachila, Oaxaca y su relación con la geología tectónica regional. Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de ciencias. Tesis de doctoral. 150 p (inédita).
- Blakely, Richard J., Potential theory in gravity and magnetic applications, Cambridge University Press, EU, 1995.
- Breiner, S. (1973). "Applications manual for portable magnetometers."
- Burger, H. R. (1992). "Exploration geophysics of the shallow subsurface."
- Cantos-Figuerola, J. 1974. Tratado de Geofísica y Aplicada. 2a. Ed. E.T.S. de Ingenieros de Minas, España, 520 p.
- Campa, M. F. and P. J. Coney (1983). "Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico." *Canadian Journal of Earth Sciences* 20(6): 1040-1051.
- Campos-Enriquez, J., F. Corbo-Camargo, J. Arzate-Flores, J. Keppie, C. Arango-Galván, M. Unsworth and S. Belmonte-Jimenez (2013). "The buried southern continuation of the Oaxaca-Juarez terrane boundary and Oaxaca Fault, southern Mexico: Magnetotelluric constraints." *Journal of South American Earth Sciences* 43: 62-73.
- Campos-Enríquez, J. O., S. I. Belmonte-Jiménez, J. D. Keppie, F. Ortega-Gutiérrez, J. A. Arzate, J. Martínez-Silva and R. G. Martínez-Serrano (2010). "Gravity and magnetic survey of the Oaxaca city region: Cenozoic horst-and-graben structure superimposed on the Oaxaca–Juarez terrane boundary, southern Mexico." *Journal of South American Earth Sciences* 29(3): 572-585.

- Centeno-García, E. (1988). Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico: México, DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 156 p.(inédita).
- Centeno-García, E., P. Corona-Chávez, O. Talavera-Mendoza and A. Iriondo (2003). Geology and evolution of the western Guerrero terrane-a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, México. Guidebook for Field Trips of the 99 th Annual Meeting of the Cordilleran Section of the Geological Society of America, Publ. Esp.
- Chapín, David A., Theory of the Bouguer gravity anomaly: a tutorial, The Leading Edge, mayo 1996.
- CONAGUA (2010). "Estadísticas del agua en México " Edición 2010.
- CONAGUA (2015). "determinación de la disponibilidad de agua subterránea en el acuífero Valles Centrales." Diario Oficial de la Federación.
- Córdoba, M. F., A. Iglesias Mendoza, S. K. Singh, Z. Spica and D. Legrand (2014). "Tomografía de Velocidad de Grupo de Ondas de Rayleigh para el Oriente de México y el Istmo de Tehuantepec." Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 66(3): 441-457.
- Chander, G., B. L. Markham and J. Barsi (2007). "Revised Landsat-5 thematic mapper radiometric calibration." Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE 4(3): 490-494.
- Chávez, P. S. (1996). Image-based atmospheric corrections. Revisited and improved. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing 62: 1025-1036
- Chuvienco Salinero, E. (2008). Teledetección Ambiental: La observación de la Tierra desde el Espacio.
- Hackney, Ron, y Featherstone, Will, Are we misinterpreting gravity anomalies? en Proceedings Chapman conference on exploration Geodynamics, eds. Louis Moresi y Dietman Müller, p.p. 78-79, 2001.
- Hantson, S., E. Chuvienco, X. Pons, C. Domingo, C. Cea, G. Moré, J. Cristobal, J. Peces and J. Tejeiro (2011). "Cadena de pre-procesamiento estándar para las imágenes Landsat del Plan Nacional de Teledetección." Revista de Teledetección 36: 51-61.
- Hammer, S. (1939). "Terrain corrections for gravimeter stations." Geophysics 4(3): 184-194.

- Hernández Santana, J. R., M. A. Ortiz Pérez, M. Eng and M. Figueroa (2009). "Análisis morfoestructural del estado de Oaxaca, México: un enfoque de clasificación tipológica del relieve." *Investigaciones geográficas*(68): 7-24.
- Kearey, P., Brooks, M. y Hill, I. 2002. *An introduction to Geophysical exploration*. 3a. Ed. Brackwell Science Ltd, Gran Bretaña, 281 p.
- Keppie, J. D. (2004). "Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey." *International Geology Review* 46(9): 765-794.
- Li, Xiong, y Götze, Hans-Jürgen, *Ellipsoid, Geoid, Gravity, Geodesy, and Geophysics – a Tutorial*. *Geophysics*, 66, 1660-1668, 2001.
- Nettleton, L.L., *Gravity and Magnetics in oil prospecting*, McGraw-Hill, EU, 1976.
- Nieto-Samaniego, A. A.-A., S.A., (2006). "Eventos principales de formación en la parte Oriental de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones en la tectónica cenozoica del centro de México." IV Reunion nacional de ciencias de la Tierra Oct-Nov, 2004. Juriquilla Querétaro 65.
- Nieto-Samaniego, A. F. and F. Ortega-Gutiérrez (1994). "structural evolution of the sierra de Juárez mylonitic complex, state of Oaxaca, México." *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 11(2): 147-156.
- Oaxaca, G. d. e. d. (2011). "Planes Regionales de Desarrollo de Oaxaca 2011-2016,."
- Ortega-Gutiérrez, F., M. Elías-Herrera, M. Reyes-Salas, C. Macías-Romo and R. López (1999). "Late Ordovician–Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections." *Geology* 27(8): 719-722.
- Ortega Gutiérrez, F., S. Mitre, J. Roldan-Quintana, J. Aranda-Gómez, D. Morán-Zenteno, S. Alaníz-Álvarez and A. Nieto-Samaniego (1992). "Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República Mexicana esc. 1: 2 000 000."
- Ortega-Obregón, C., J. Keppie, L. Solari, F. Ortega-Gutiérrez, J. Dostal, R. Lopez, A. Ortega-Rivera and J. Lee (2003). "Geochronology and geochemistry of the ~ 917 Ma, calc-alkaline Etlá granitoid pluton (Oaxaca, southern Mexico): Evidence of post-Grenvillian subductional on the northern margin of Amazonia." *International Geology Review* 45(7): 596-610.

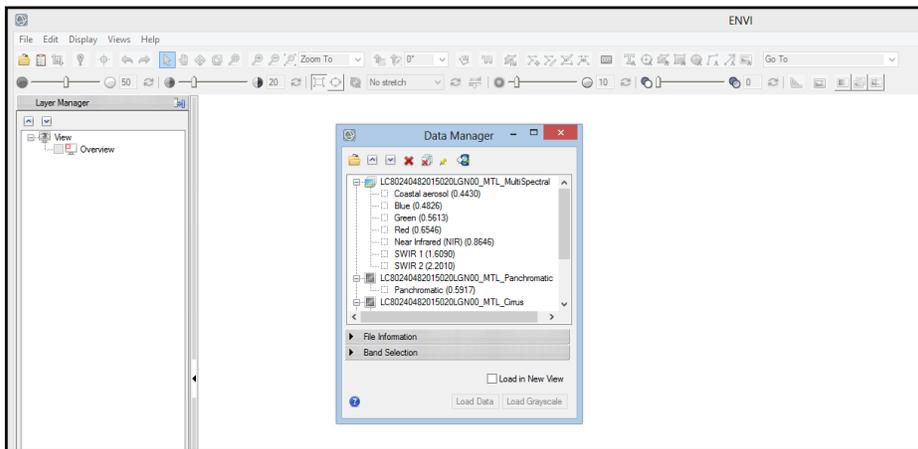
- Plata Torres, J. (2009). Establecimiento de bases metodológicas para la obtención de cartografía gravimétrica 1: 50.000, Aplicación a la modelización 2D y 3D en varias zonas de la Península Ibérica. Capítulo 5.
- Sedlock, R. L. O.-G. Fernando and R. C. Speed (1993). "Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico." Geological Society of America Special Papers 278: 1-153.
- USGS, U. S. G. S. (2014). Landsat Project Description.
- Teillet, P.M., Guindon, B. y Goodeonugh, D.G. (1982). On the slope-aspect correction of multispectral scanner data. *Canadian Journal of Remote Sensing* 8 (2): 84-106.
- Talwani, Manik, Errors in the total Bouguer reduction, short note. *Geophysics*, 63, 1125-1130, 1998.
- Talwani, M., Worzel, J.L., Landisman, M., Rapid gravity computations of two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59, 1959.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. y Sheriff, R.E. 2004. *Applied Geophysics*. 2a.Ed. Cambridge, New York, U.S.A., 760 p.
- Weber, B. and H. Köhler (1999). "Sm–Nd, Rb–Sr and U–Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geological history of the Guichicovi Complex." *Precambrian Research* 96(3–4): 245-262.

ANEXO I

Corrección de Imágenes Satelitales Landsat 8 en ENVI 5.1

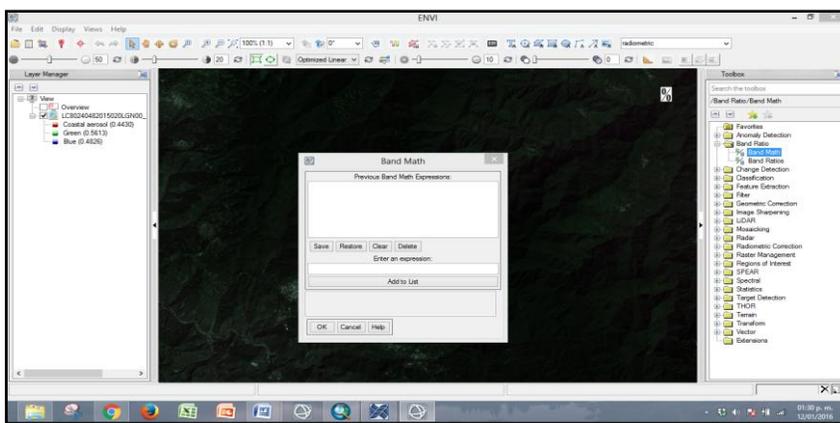


Abrir la imagen en ENVI 5.1 (formato MTL)



Corrección Radiométrica

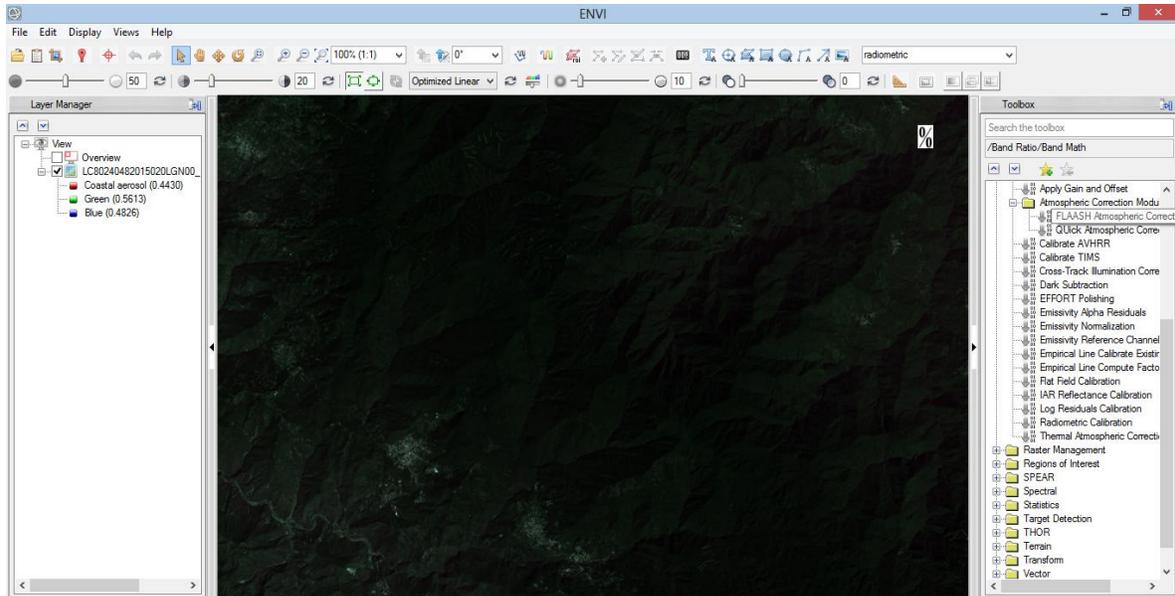
Se utiliza la opción de Band math, para ingresar la ecuación correspondiente (1), y así obtener el valor de la radiancia, esto se hace para cada banda de interés.



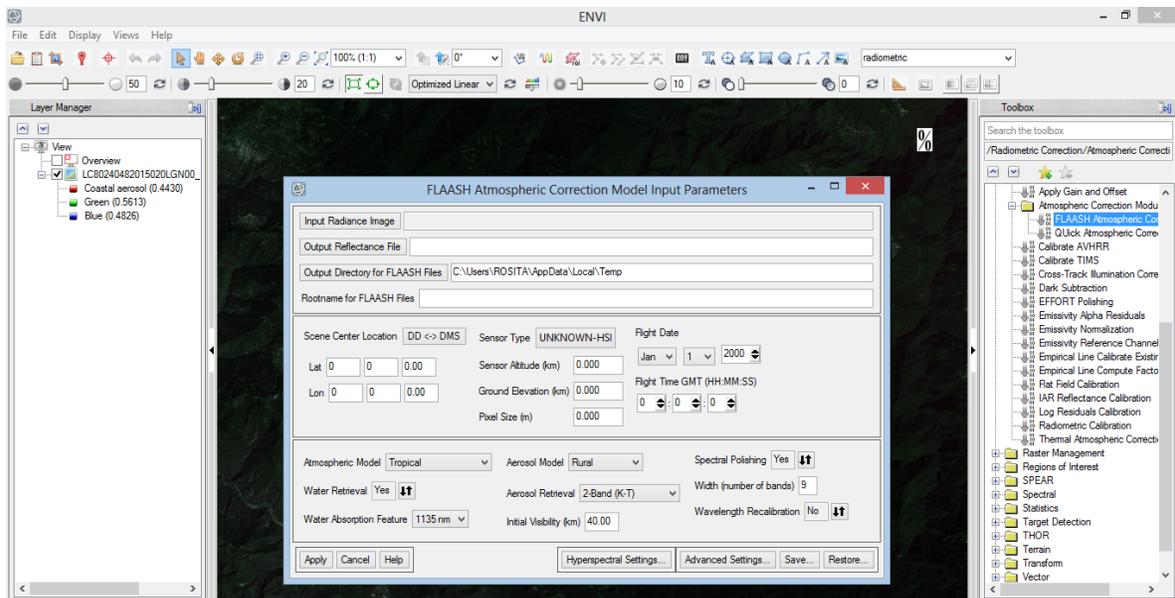
Después se calcula la reflectividad con la ecuación 4, con la misma herramienta Band math y así obtener la conversión de los valores de radiancia a reflectancia.

Corrección Atmosférica

Se utiliza la imagen resultante de la corrección Radiométrica y se utiliza la herramienta Flaash Atmospheric Correction,



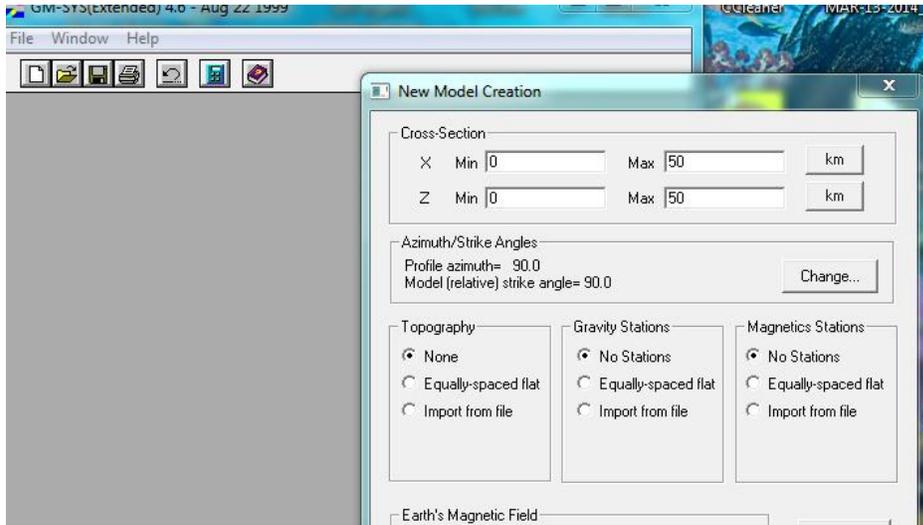
Ingresar los datos que pide, como imagen resultante se tiene la imagen con corrección atmosférica



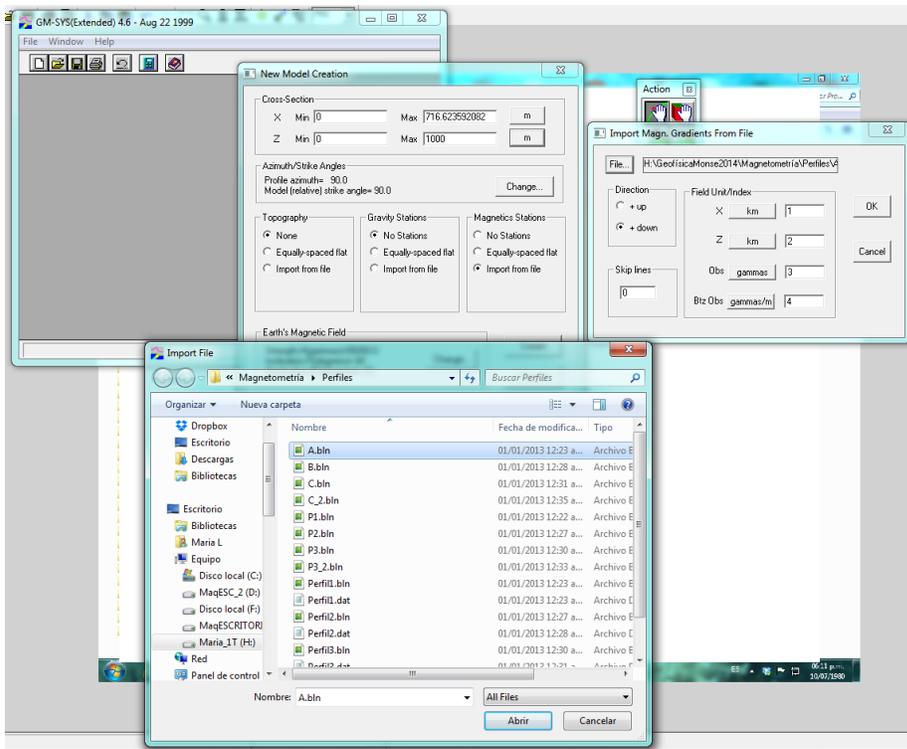
ANEXO 2

Modelado conjunto directo en GMSYS

Crear un nuevo modelo



Ingresar los valores de los perfiles gravimétricos y magnéticos

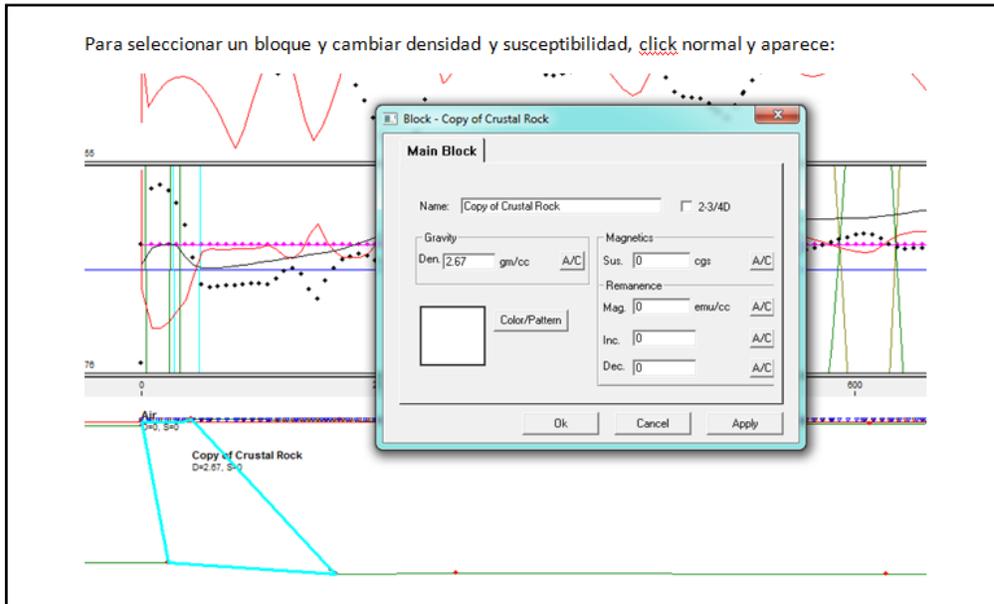


Gravity							Magnetics	
Gzx	Gzy	Gzz	Gxx	Gyy	Gxy	Obs. (gammas)	Calc. + DC. (gammas)	
Sta# (old)	X (meters)	Z (meters)						
1 (1)	0.000	0.000				0.000	0.000	
2 (2)	0.000	0.000				0.687	0.000	
3 (3)	6.079	0.000				0.547	0.000	
4 (4)	6.979	0.000				0.528	0.000	
5 (5)	14.225	0.000				0.401	0.000	
6 (6)	21.472	0.000				0.318	0.000	
7 (7)	28.718	0.000				0.272	0.000	
8 (8)	31.074	0.000				0.269	0.000	
9 (9)	35.004	0.000				0.260	0.000	

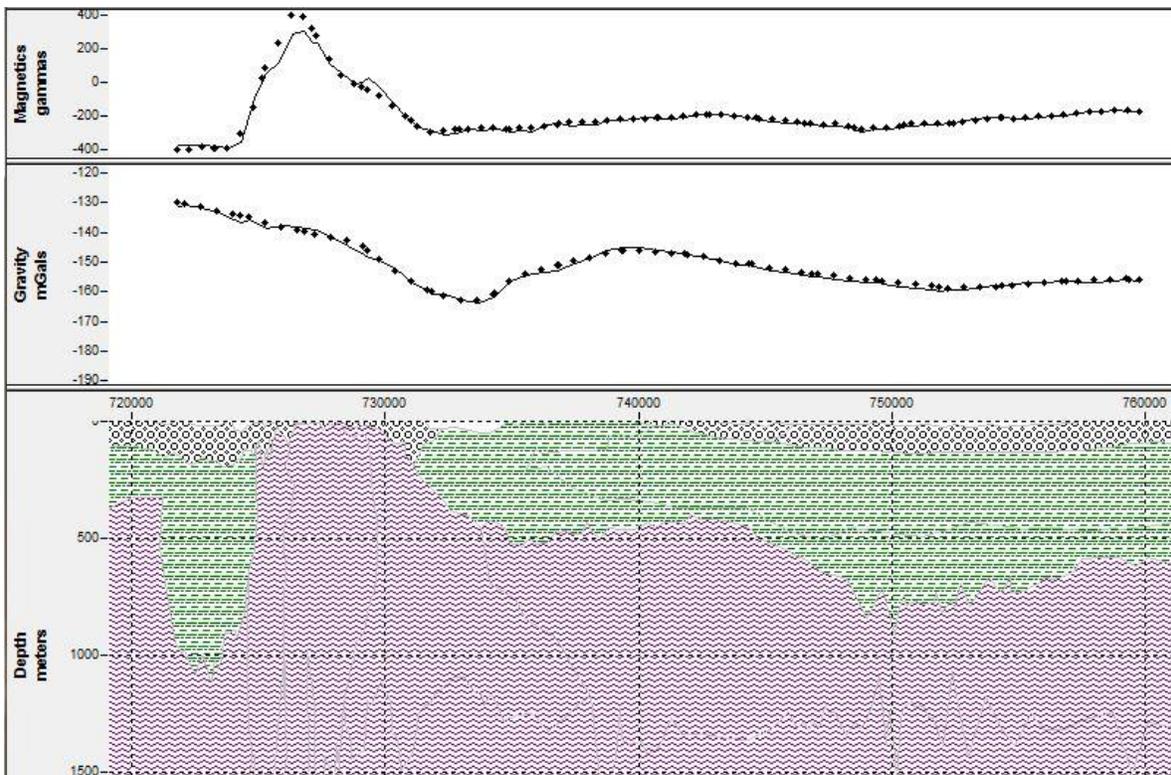
Los perfiles se ingresan a la pantalla principal donde se inicia con el modelado conjunto.



Es en esta sección donde se modifica la susceptibilidad magnética y densidad del material



Hasta lograr el modelo buscado



ANEXO 3

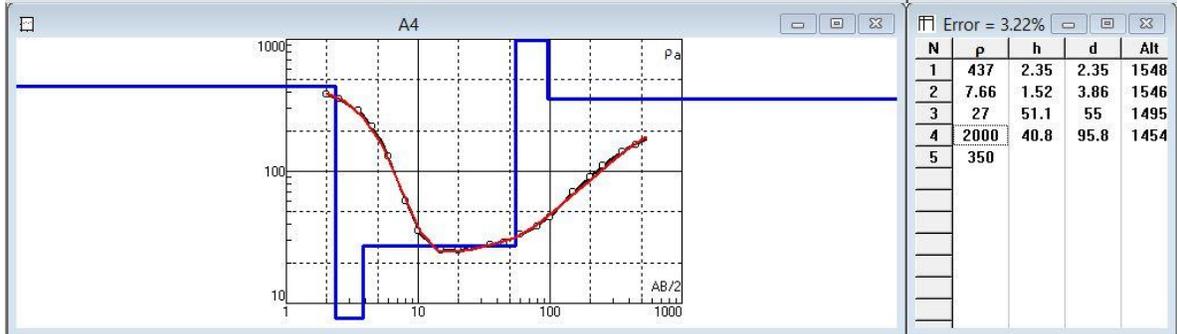
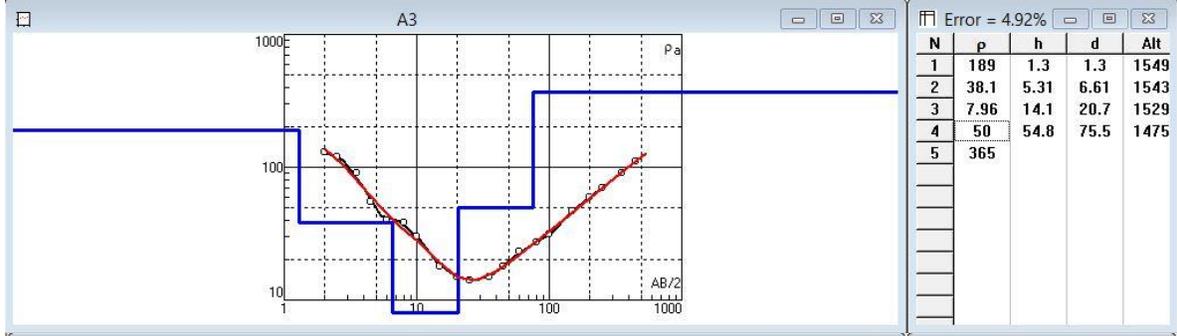
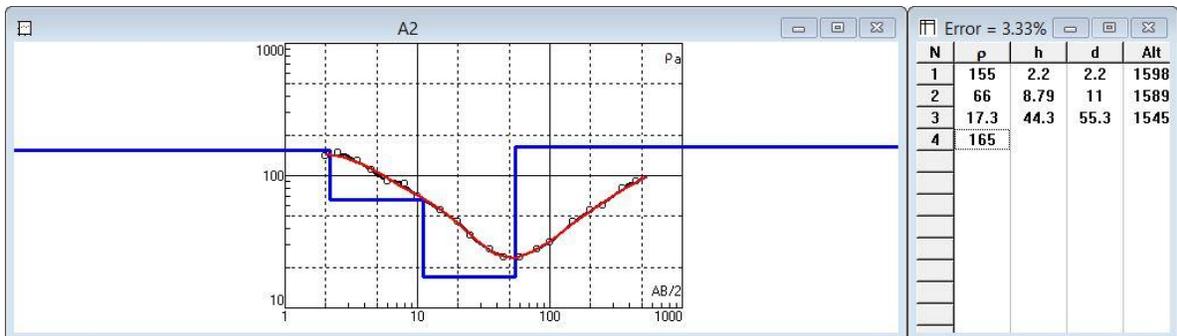
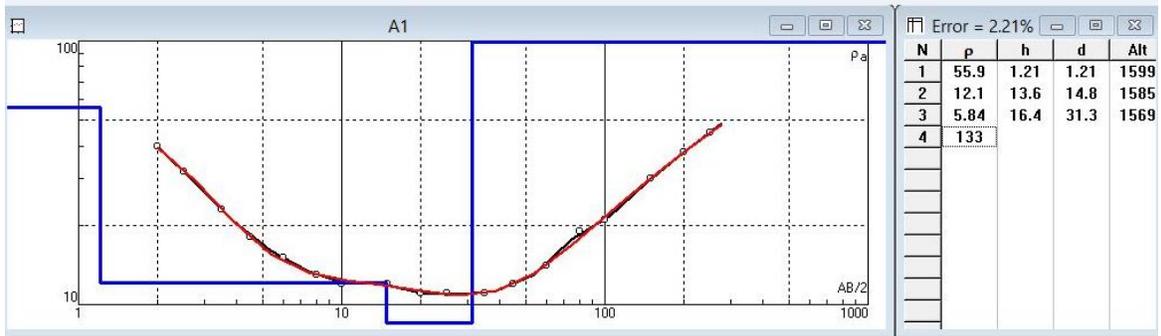
Resistividad eléctrica

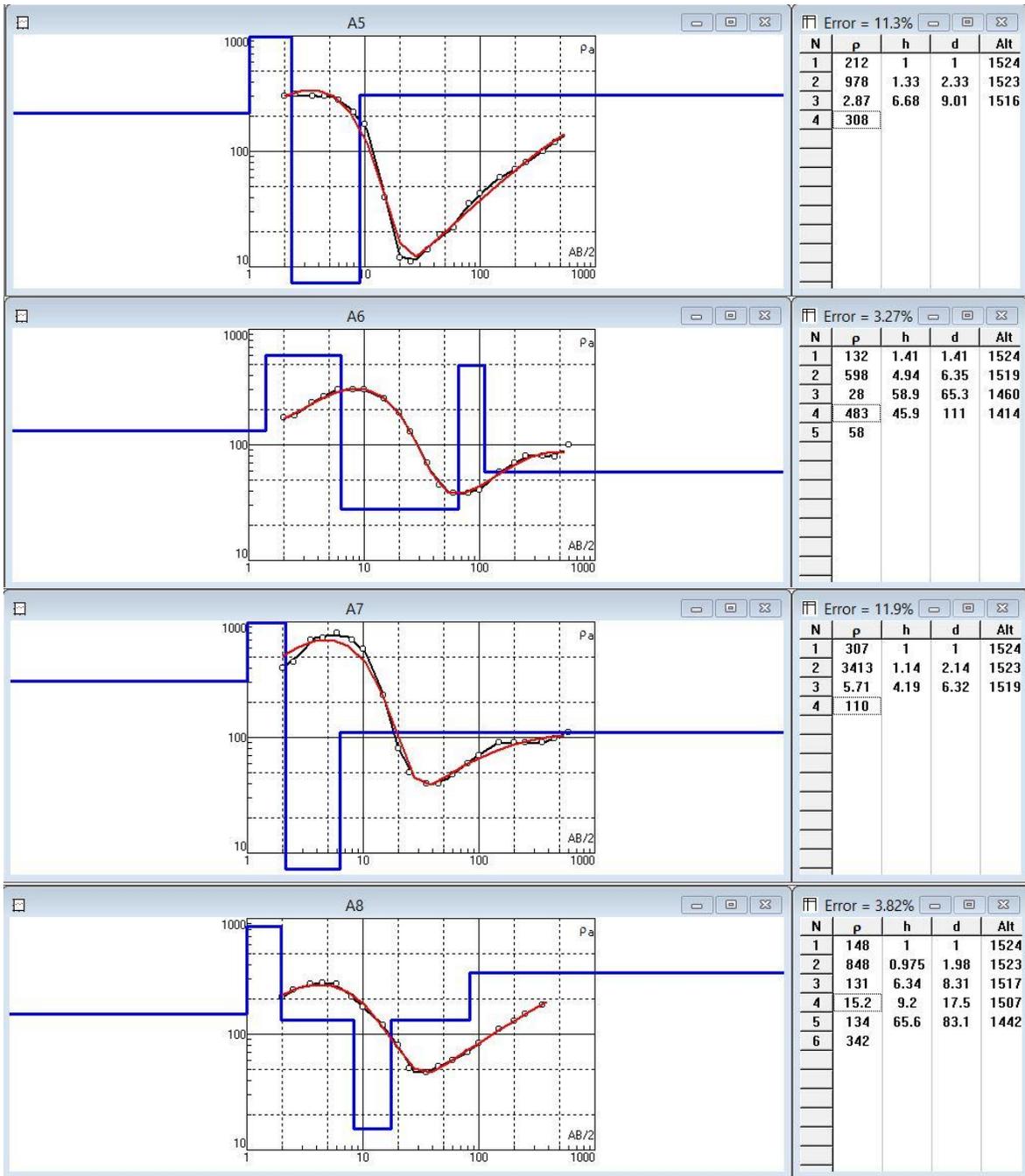
Ubicación de los SEV

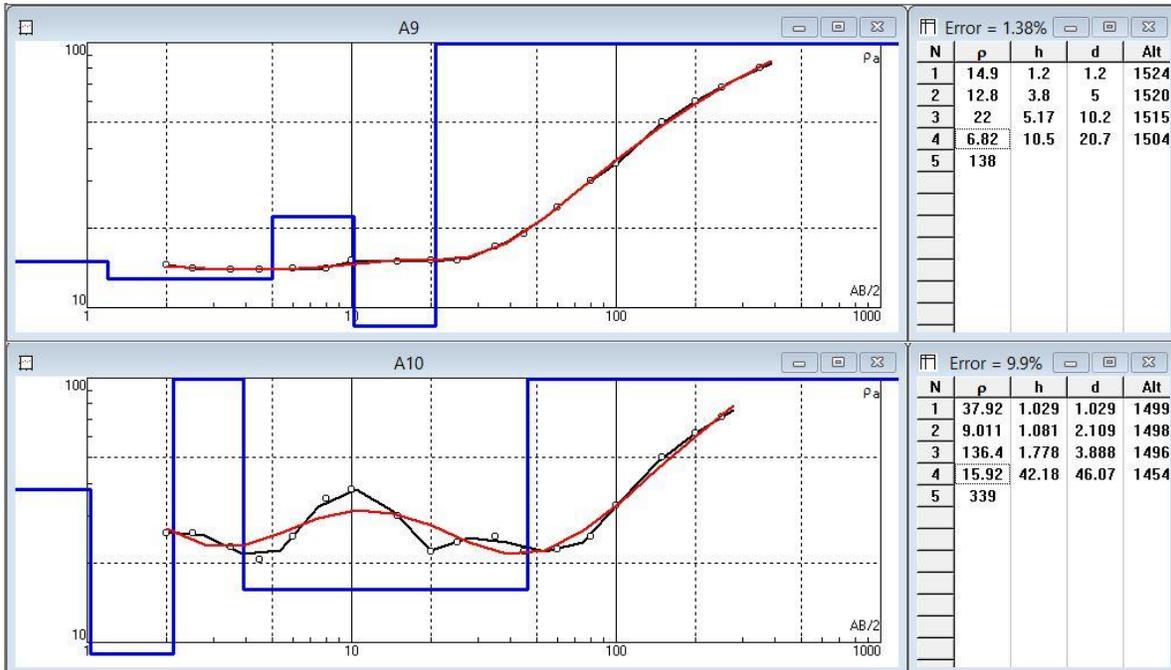
PERFIL	SONDEO	LONGITUD (w)	LATITUD (N)	ALTITUD (m)	AB/2	TIPO DE CURVA
PERFIL F	A1	96° 48' 32.728"	16° 55' 20.976"	1600	250	QH
	A2	96° 48' 3.571"	16° 55' 48.418"	1600	450	QH
	A3	96° 47' 38.702"	16° 56' 18.432"	1550	450	QHA
	A4	96° 47' 9.545"	16° 56' 51.876"	1550	450	HAK
	A5	96° 46' 34.386"	16° 57' 19.318"	1550	450	KH
	A6	96° 46' 0.084"	16° 57' 49.332"	1550	600	KH
	A7	96° 45' 53.223"	16° 58' 25.349"	1550	600	KH
	A8	96° 45' 23.209"	16° 58' 44.215"	1550	350	KQH
	A9	96° 43' 16.292"	16° 59' 45.101"	1500	450	HKH
	A10	96° 44' 3.457"	16° 59' 37.383"	1550	250	HKH
PERFIL G	B1	96° 48' 3.571"	16° 53' 1.196"	1550	450	QHA
	B2	96° 47' 31.842"	16° 53' 57.794"	1550	450	QH
	B3	96° 46' 50.679"	16° 54' 1.224"	1500	450	HA
	B4	96° 46' 12.090"	16° 54' 12.372"	1500	450	HA
	B5	96° 45' 32.642"	16° 54' 24.378"	1500	450	HK
	B6	96° 44' 57.483"	16° 54' 41.529"	1500	450	QHA
	B7	96° 44' 13.748"	16° 54' 53.534"	1500	450	KQHA
PERFIL H	C1	96° 42' 37.702"	17° 2' 56.335"	1550	250	KH
	C2	96° 42' 35.130"	17° 2' 39.184"	1550	350	QH
	C3	96° 42' 19.694"	17° 1' 57.164"	1550	250	HK
	C4	96° 42' 7.688"	17° 1' 40.013"	1550	350	HK
	C5	96° 42' 3.400"	17° 1' 14.286"	1550	150	KH
	C6	96° 42' 21.409"	17° 0' 58.851"	1550	200	QH

Procesado de curvas de resistividad

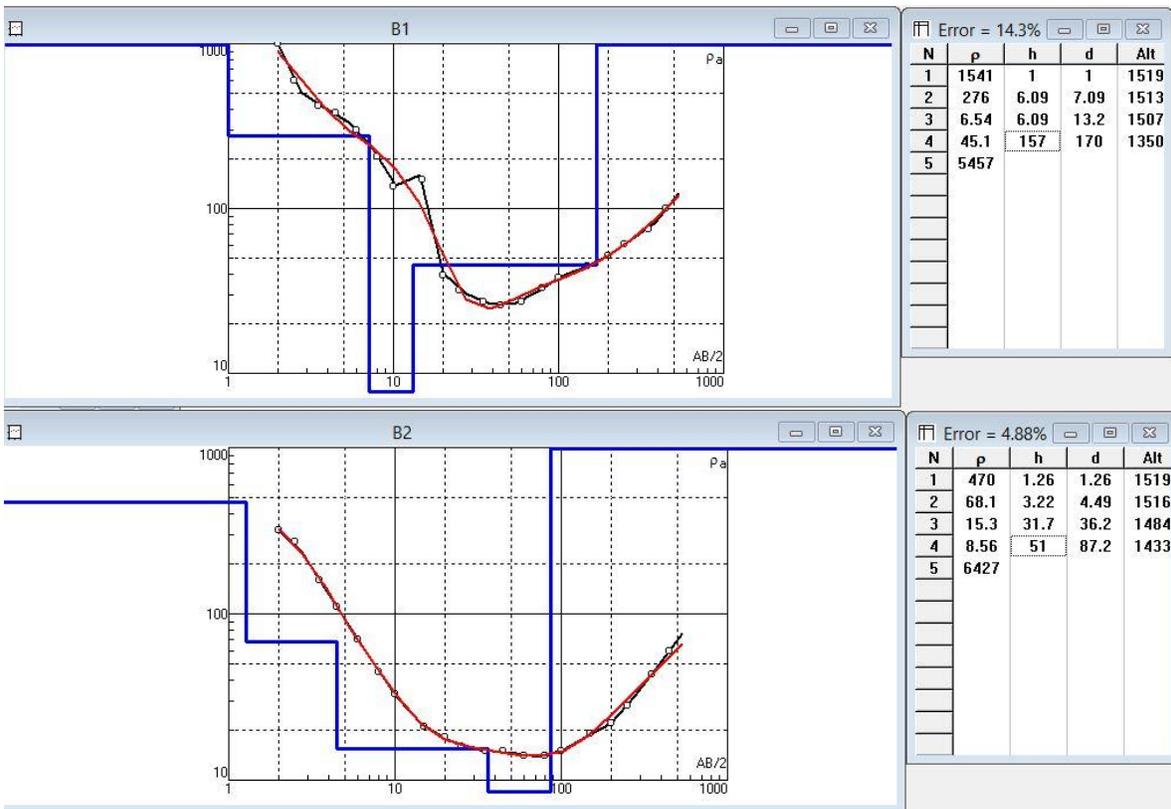
Perfil F-F'

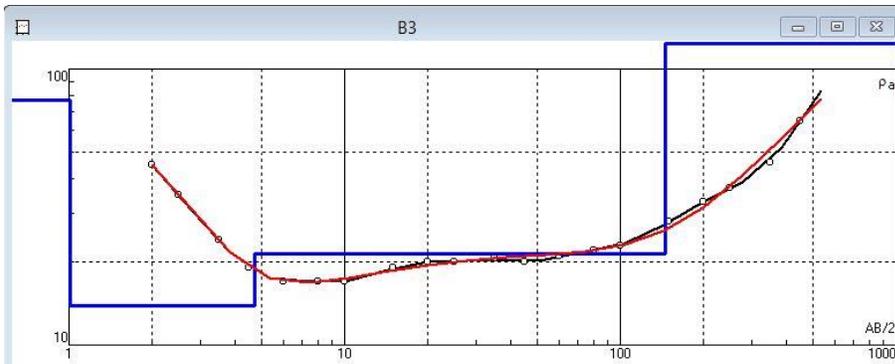






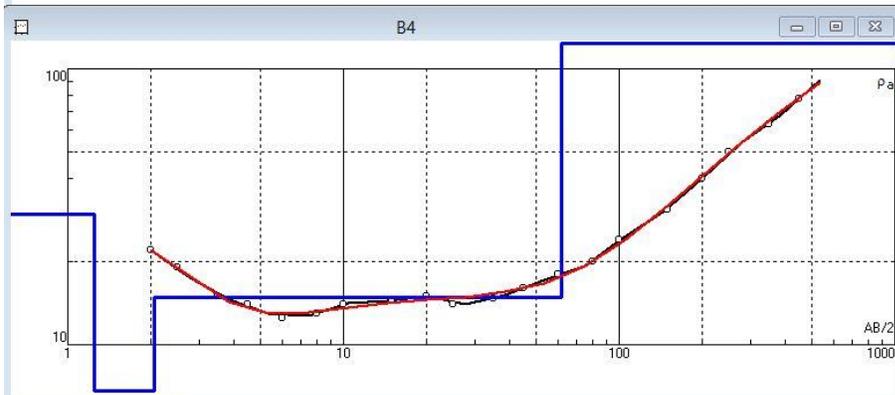
Perfil G-G'





Error = 3.58%

N	p	h	d	Alt
1	77.1	1.01	1.01	1499
2	13.9	3.73	4.73	1495
3	21.3	140	145	1355
4	17018			



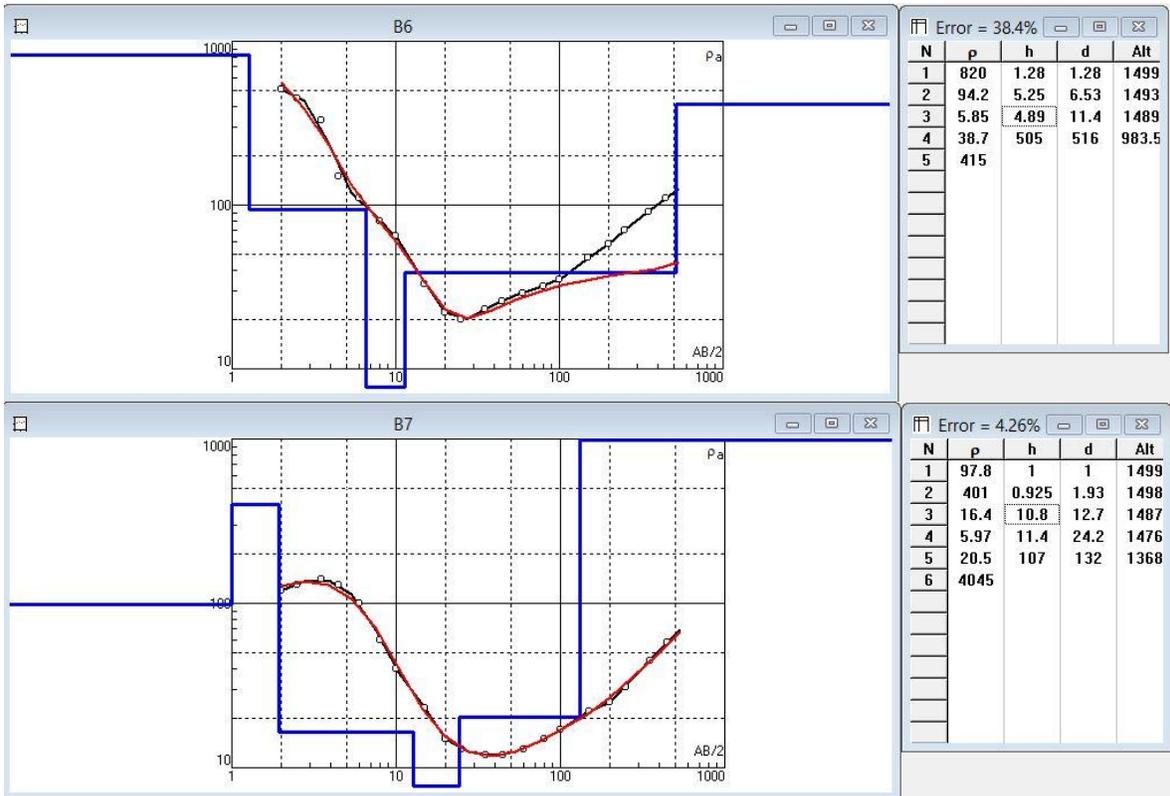
Error = 2.65%

N	p	h	d	Alt
1	29.6	1.25	1.25	1499
2	5.71	0.807	2.05	1498
3	14.8	59.9	62	1438
4	255			



Error = 2.9%

N	p	h	d	Alt
1	33.9	1.26	1.26	1499
2	7.57	1.35	2.62	1497
3	66.2	9.03	11.6	1488
4	4.91	12.6	24.2	1476
5	1757	27.3	51.5	1449
6	7.93			



PERFIL H-H'



