

1
2ej

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA



ESTUDIO GEOFISICO EN LA RESERVA MINERA MATEHUAPIL, ZACATECAS

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOFISICO
P R E S E N T A N :
CESAR ENRIQUE ALAM HERNANDEZ
JOSE EFRAIN SALAS HERNANDEZ

MEXICO, D. F.

1993

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INTRODUCCIÓN

CAPITULO 1 GENERALIDADES

- 1.1 ANTECEDENTES
- 1.2 OBJETIVOS
- 1.3 LOCALIZACIÓN Y ACCESO
- 1.4 CLIMA Y VEGETACIÓN

CAPITULO 2 GEOLOGÍA DEL DISTRITO MINERO MATEHUAPIL

- 2.1 BOSQUEJO GEOLÓGICO
- 2.2 FISIOGRAFÍA E HIDROGRAFÍA
- 2.3 TECTÓNICA
- 2.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL
- 2.5 GEOLOGÍA HISTÓRICA
- 2.6 YACIMIENTOS MINERALES

CAPITULO 3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS EMPLEADOS

- 3.1 POLARIZACIÓN INDUCIDA
 - 3.1.1 INTRODUCCIÓN
 - 3.1.2 FENÓMENO FÍSICO
 - 3.1.3 SIMILITUD CON TEORÍA DE CIRCUITOS
 - 3.1.4 DISPOSITIVOS DE MEDICIÓN
 - 3.1.5 INTERPRETACIÓN
- 3.2 RESISTIVIDAD
 - 3.2.1 INTRODUCCIÓN
 - 3.2.2 FENÓMENO FÍSICO
 - 3.2.3 DISPOSITIVOS DE MEDICIÓN
 - 3.2.4 INTERPRETACIÓN

CAPITULO 4 LEVANTAMIENTOS DE POLARIZACIÓN INDUCIDA Y RESISTIVIDAD REALIZADOS

- 4.1 TOPOGRAFÍA
- 4.2 GEOFÍSICA
- 4.3 EQUIPO Y PERSONAL

CAPITULO 5 PRESENTACIÓN E INTEGRACIÓN DE LA INFORMACIÓN

CAPITULO 6 INTERPRETACIÓN

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

BIBLIOGRAFÍA

INTRODUCCIÓN

Actualmente el empleo de los métodos geofísicos en la exploración minera es una actividad frecuente, debido a que los grandes yacimientos de mineral que se encontraban superficialmente se han ido agotando en los últimos años.

Siguiendo una metodología que incluye de la exploración regional a los estudios de semidetalle y detalle, el geólogo y el geofísico, trabajando en conjunto, crean nuevas posibilidades para la detección de yacimientos que puedan ser de interés económico.

Dentro del presente trabajo se incluyen algunas de las etapas de exploración que se llevan a cabo dentro del C.R.M., que es el organismo federal encargado de la exploración de los recursos minerales de nuestro país.

En este escrito se pone de manifiesto la utilidad de los métodos eléctricos como parte de las etapas de exploración de yacimientos minerales de tipo metálico.

En el capítulo I se hace mención de los estudios previos realizados en la reserva minera nacional Matehuapil, así como el

planteamiento de los objetivos a seguir. El capítulo II muestra los aspectos geológicos de la zona de estudio, mientras que en el capítulo III se describe la parte teórica de los métodos de Polarización Inducida y Resistividad. El capítulo IV está dedicado a referir los trabajos de campo que se realizaron, así como sus características. En los capítulos V y VI se menciona brevemente como se presenta la información procesada, para así realizar una integración y una interpretación apoyada en las condiciones geológicas de la zona.

Finalmente se presentan las conclusiones y recomendaciones obtenidas a lo largo del presente estudio.

CAPITULO 1 GENERALIDADES

1.1 ANTECEDENTES

En 1974 se realizó un levantamiento aeromagnético de la región de Concepción del Oro Zacatecas, a 3050 m.s.n.m., comprendiendo 15 planas aeromagnéticas esc. 1:50000, para conformar un compósito escala 1:150000, con el objeto de detectar la respuesta magnética del yacimiento de dicha población y localizar zonas favorables para prospectar con características magnéticas similares, obteniéndose la respuesta de dipolos magnéticos bien definidos sobre una área aproximada de 1000 km², la cual comprende la zona en cuestión, reflejando la respuesta de los intrusivos sepultados y sus contactos magnéticos marginales representados por los curvoneamientos aeromagnéticos interpretados, que aunados a un marco geológico favorable nos conduzcan a la localización de yacimientos minerales ocultos.

Posteriormente se realizó un estudio geoquímico regional de el cual se obtuvieron las siguientes áreas de interés: El Rabioso, Reynera, Soledad y Matehuapil en el municipio de El Salvador,

Zacatecas.

En 1977 se realizaron estudios geológicos regionales por los Ingenieros: Hilario Arriaga y Juan Maximino López, observando que las anomalías aeromagnéticas fueron producidas por dos intrusivos cuarzomonzoníticos (El Rabioso y Matehuapil), los cuales están afectados por un sistema de fallas emplazando mineralización. En el intrusivo El Rabioso se encontró una estructura tipo manto interestratificado con una roca sedimentaria, por lo que se recomendó realizar un estudio geofísico, con el objeto de obtener la respuesta de posibles cuerpos diseminados de cobre emplazados dentro del intrusivo.

En el mismo año se efectuó el estudio geofísico obteniendo una anomalía de interés con el método turam, en la parte superior del área El Rabioso, correlacionándose con el afloramiento de el manto que en superficie presenta óxidos y carbonatos de cobre. Teniendo como antecedentes los estudios antes mencionados se programó el presente estudio geofísico con el objeto de investigar a profundidad la existencia de cuerpos de sulfuros y minerales preciosos de metasomatismo de contacto entre el intrusivo cuarzomonzonítico y la roca sedimentarias en el área El Rabioso.

En el año de 1989 se realizó un estudio geofísico utilizando las metodologías de Polarización Inducida, Resistividad y

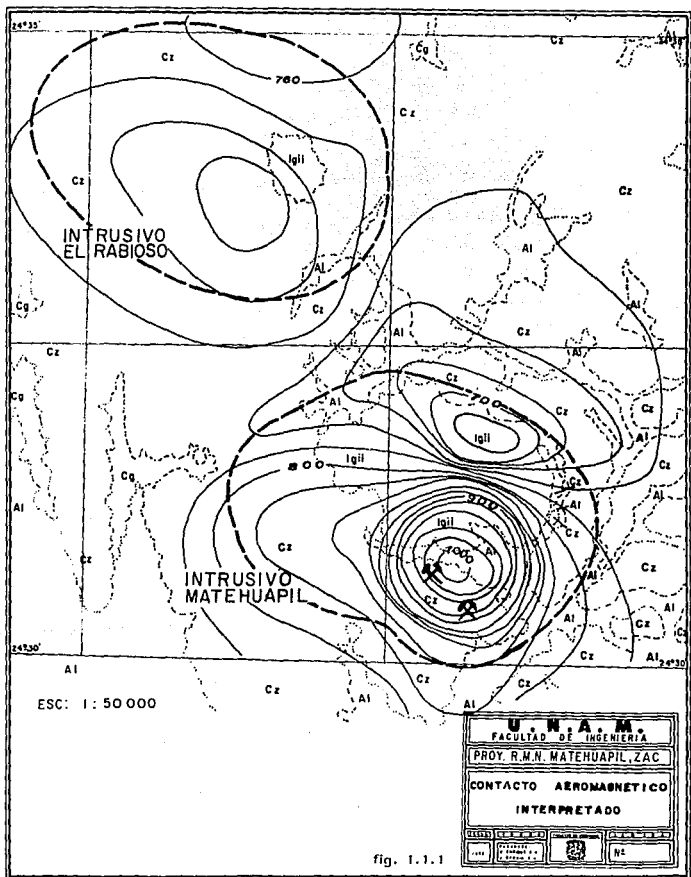
Magnetometría, de donde se concluyó que la parte aflorante del cuerpo intrusivo corresponde a la porción central de dicho cuerpo.

Posteriormente se reinterpretó la información aeromagnética obteniéndose el contacto marginal del cuerpo intrusivo, como se observa en la figura 1.1.1.

Tomando en cuenta el modelo geológico de Concepción del Oro Zac. en donde la mineralización se encuentra asociada al contacto marginal del cuerpo intrusivo así como a los fracturamientos perpendiculares a dicho contacto, se programo el presente estudio geofísico en la zona de contacto interpretada en donde se presentaron las evidencias geológicas superficiales mas favorables.

1.2 OBJETIVOS

- Investigar a profundidad la existencia de cuerpos de sulfuros y minerales preciosos de metazomatismo de contacto entre el intrusivo cuarzomonzonítico y la roca sedimentaria.
- Delimitar las zonas de interés, así como obtener perfiles y elevaciones reales del terreno sobre las zonas favorables.



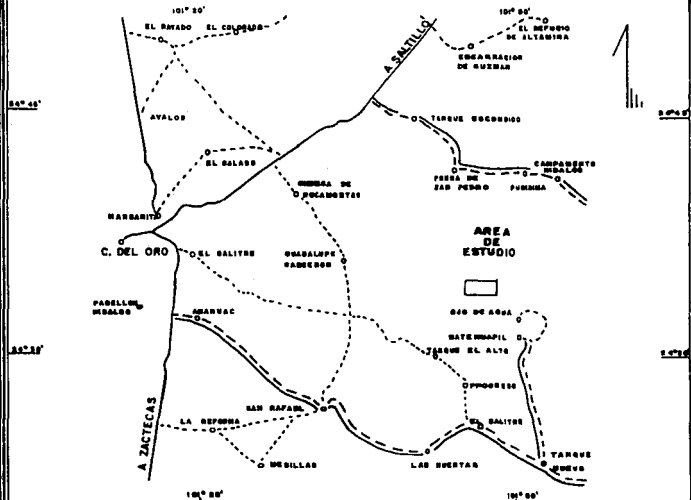
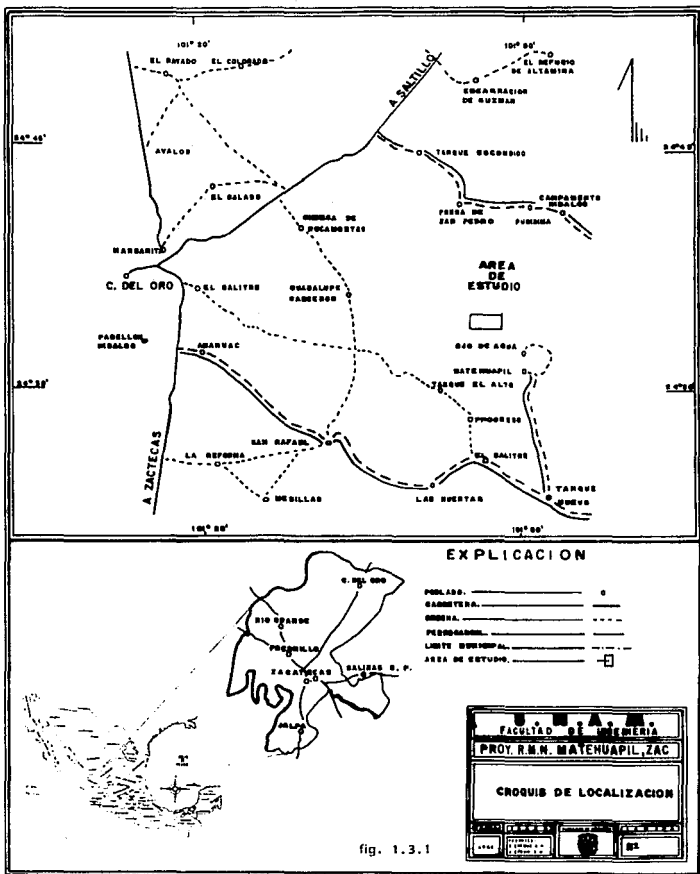
- Verificar el contacto marginal de el cuerpo intrusivo interpretado, que aunados a un marco geológico favorable determine la localización de yacimientos ocultos con leyes y rendimientos económicos.

1.3 LOCALIZACIÓN Y ACCESO

El área de estudio se localiza en la porción Norte del estado de Zacatecas y al Sur del estado de Coahuila, a 45 km al Oriente de Concepción del Oro, Zac., y a 105 km al Sur de la ciudad de Saltillo Coah., En el municipio de El Salvador, Zac. Las coordenadas geográficas de la R.M.N. Matehuapil son:

24° 29' 12"	y	24° 34' 16"	de latitud Norte
100° 55' 00"	y	101° 02' 47"	de longitud Oeste

El acceso es por la carretera federal No. 54, a 22 km aproximadamente de Concepción del Oro se continua por un camino de terracería a San Salvador Zac., pasando por las poblaciones de Ciénaga de Rocamontes, Guadalupe Garceron, Tanque el Alto, Progreso, El Salitre, Tanque Nuevo y desviándose al poblado de Matehuapil y Ojo de Agua , para llegar al área El Rabioso, por una brecha en buenas condiciones (ver fig. 1.3.1).



FACULTAD DE INGENIERIA
PROY. R.M.M. MATCHUAPIL, ZAC
CROQUIS DE LOCALIZACION

FECHA	ESTADO	ESCUELA

1.4 CLIMA Y VEGETACIÓN

El clima del área según la clasificación de Kooppen es semidesértico y es el predominante en la región con una temperatura media anual que oscila entre los 12° y los 18° centígrados la precipitación pluvial promedio es de 350 mm anuales, con lluvias torrenciales de poca duración. La vegetación en las partes bajas esta representada principalmente por plantas xerófilas y arbustos típicos del desierto, entre los que se mencionan los siguientes: maguey, nopal, palma, lechugilla, ajasen, gobernadora, candelilla y guayule. En las laderas de la sierra y en las partes topográficamente más elevadas, la vegetación esta constituida principalmente de: pinos, cedros y encinos, así como sotol, yerba del coyote y pastizales.

CAPITULO 2 GEOLOGÍA

2.1 BOSQUEJO GEOLÓGICO

El ambiente geológico se caracteriza por la presencia de tres tipos de rocas, de acuerdo a su origen son sedimentarias, igneas y metamórficas. Las rocas sedimentarias comprenden del Jurásico Superior al Reciente.

Las rocas igneas son intrusivas, plutónicas e hipabisales de composición ácida a intermedia representadas por los intrusivos de Matehuapil y El Rabioso.

De los datos geocronológicos se estima que el intrusivo de Concepción del Oro es de 40 millones de años correspondiendo a fines del Eoceno. Los intrusivos de Matehuapil y El Rabioso se consideran que son contemporáneos al de Concepción del Oro.

Dentro de la Orogénia Laramide se crearon condiciones favorables para la intrusión de rocas igneas, iniciándose con ello el metamorfismo de contacto y posteriormente los procesos pirametasomáticos que mineralizaron la aureola metamórfica,

observándose la presencia de óxidos de fierro y cobre, algo de sulfuros e indicios de oro. Al disminuir los esfuerzos compresionales de la orogenia, terminó la formación de montañas, seguida de una fase donde predominaron los esfuerzos de tensión, provocando fallamientos transversales al eje estructural de los plegamientos y la formación de fosas tectónicas.

En el área en particular la estructura consiste de un anticlinal orientado al NE, con un extenso y amplio pliegue simétrico que buza suavemente hacia el Sur. La porción Sur del anticlinal esta intrusionado por un tronco de monzonita que aflora en Matehuapil y El Rabioso.

Del plano fotogeológico que se muestra en la fig. 2.1.1 se puede observar que el sistema de fallas y fracturas presenta 3 direcciones principales las cuales son : NW de 1° a 5° SE, la segunda NE 5° a 20° SW y la tercera 40° a 60° SE, normalmente con echados al NE, siendo esta la de mas importancia ya que las vetas de mayor interés y muchos diques presentan una orientación similar.

Las rocas antiguas que afloran, pertenecen a la formación Zuloaga suprayaciendole la formación la Caja, ambas corresponden al Jurásico Superior.

El Cretácico Superior esta representado por las formaciones:

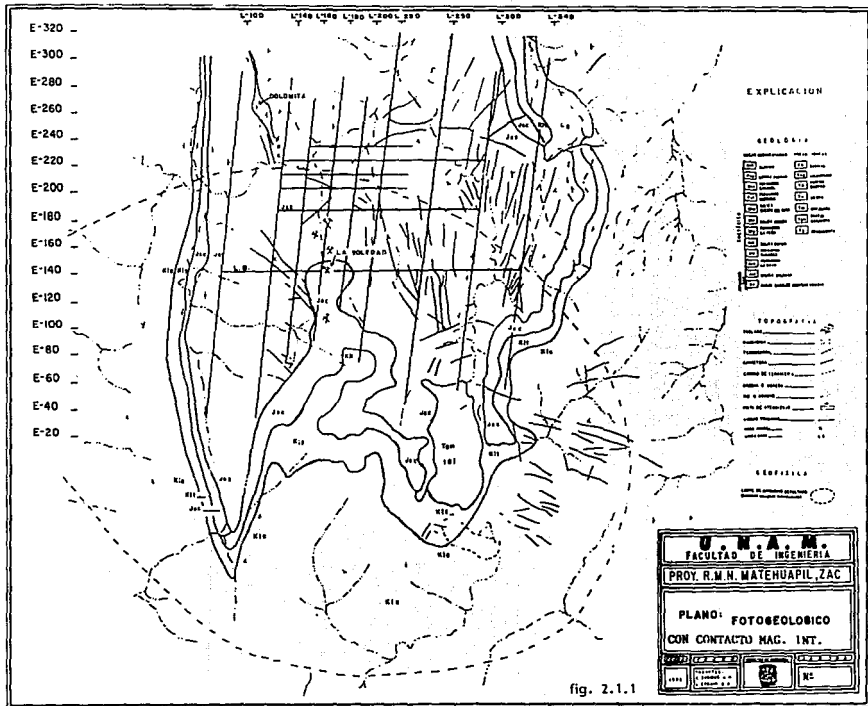


fig. 2.1.1

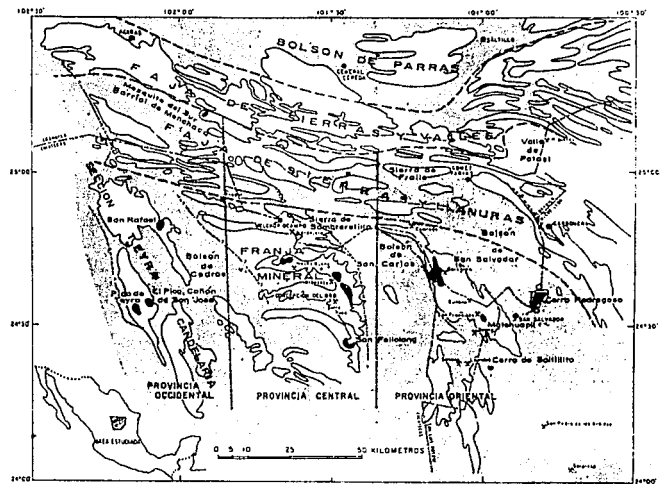
Taraises, Cupido, La Peña y Cuesta del Cura, dentro del Cretácico Superior encontramos las formaciones: Indidura, Caracol y Lutitas Parras, como último evento geológico tenemos la presencia de conglomerado y aluvión pertenecientes al Cuaternario.

2.2 FISIOGRAFÍA E HIDROGRAFÍA

Fisiografía

Fisiográficamente, el área queda ubicada en la porción Sureste de la Sierra del Astillero, conocida también como Sierra de Rocamontes, la cual corresponde a una cadena montañosa con una orientación NW-SE y que presenta una forma elíptica, con una longitud de 60 km, por 22 km de ancho, localizada en las estribaciones de la porción Occidental de la subprovincia de Cordilleras Transversales, pertenecientes a su vez, a la gran provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental (ver figura 2.2.1).

La sierra del astillero se encuentra limitada al Sur por la provincia fisiográfica de la meseta central, al Norte y al Oriente por el bolsón de El Salvador y al poniente por la falla









- | | | | |
|---|---|---|--|
|  | Alluvión |  | Fallas |
|  | Cordilleras que siguen aproximadamente ejes de anticlinales |  | Límite de franjas geológicas y cuencas |
|  | Rocas plutónicas, uno o varios "Stacks" |  | Límite de provincia petrográfica |

fig. 2.2.1



marginal del bolsón de San Carlos.

Las partes topográficamente más altas de la Sierra del Astillero, tienen hasta 3100 m.s.n.m., En el área de estudio las altitudes máximas son de 2800 m.s.n.m., Existiendo un desnivel con respecto a los valles y bolsones del orden de los 1000 m.

Los accidentes orográficos más pronunciados del área de estudio son: los cerros del palacio y cerro grande que constituye el stock de Matehuapil, Mesa del Yerbaniz, Picacho de San Miguel, Cerro El Cristo, Cerro Chicago, las Planillas y la Sierra de Matehuapil.

Hidrografía

El área queda localizada dentro de la cuenca hidrológica denominada Mapimi-Nazas-Salado y localmente las corrientes pluviales son en su totalidad de régimen intermitente, tanto consecuente como subsecuente, definiendo un sistema de drenaje predominantemente detritico, observándose también de enrejado y rectangular. En épocas de lluvia el escurrimiento es considerable por periodos relativamente cortos, ya que la mayor parte del agua se infiltra al subsuelo o se evapora y no llega a constituir corrientes de régimen permanente.

Los arroyos y ríos principales del área son: cañada de Matehuapil, arroyo del bajío, cañada de la Cuesta del Diablo, Cañada El Rabioso, arroyos Morteros, cañada de San Miguel y arroyo las Iglesias.

2.3 TECTÓNICA

El área queda comprendida en la provincia de la Sierra Madre Oriental, la cual tiene un origen epirogenético de características continentales y corresponden de hecho a la continuidad de las montañas Rocallosas (Salas G.O.1975), Tectónicamente la sierra Madre Oriental es muy compleja, estando constituida por grandes plegamientos (anticlinorios y sinclinorios), con numerosos pliegues secundarios constituidos por rocas sedimentarias extralitorales como caliza, lutitas y limolitas de un espesor de mas de 3500 metros y que fueron depositadas desde el Jurásico hasta fines del Cretácico.

Los pliegues referidos en su mayoría son asimétricos, recostados frecuentemente al Norte y al Noreste, modificados por cabalgaduras y fallas con corrimientos también al Norte, deduciéndose que los esfuerzos fueron de Sureste a Noroeste, durante la orogenia Laramide. La porción de la Sierra Madre Oriental comprendida entre Torreón y Monterrey se le llama de

las cordilleras transversales y se distingue por la orientación de sus estructuras que es predominantemente Oriente-Poniente, presentando dos flexiones en sus extremos, a la altura de Torreón en su porción Occidental y de Monterrey y Saltillo en su porción Oriental, en donde se localiza el área de estudio. Estas zonas corresponden a áreas de debilidad o charnelas tectónicas relacionadas con fracturamiento de los stocks intrusivos y con los procesos de mineralización.

2.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La Sierra del Astillero de Rocamontes queda definida estructuralmente por tres anticlinales principales y numerosos plegamientos secundarios entre los que destacan: el anticlinal La Colorada, el anticlinal de Guadalupe Garzaron y el anticlinal de la porción Oriental que corresponde al anticlinal de Matehuapil.

A) Anticlinal la Colorada:

Este anticlinal corresponde a la porción Norte de la sierra de Rocamontes, su eje estructural presenta una orientación Oriente Poniente con una longitud de 18 km., recostado ligeramente al Norte y modificado por la falla marginal Nororiental del bolsón

de San Carlos. Las formaciones que lo constituyen comprenden desde la caliza Zuloaga que define el núcleo del anticlinal hasta la formación Caracol.

B) Anticlinal de Guadalupe Garzaron:

Este anticlinal se localiza en la porción Occidental de la sierra presenta una actitud ligeramente NW-SE, con una longitud de 25 km. la cual se presenta en el núcleo, siguiendo la secuencia hasta la formación Indidura.

El núcleo y flanco oriental del anticlinal están modificados por el stock intrusivo cuarzomonzonítico - granodiorítico de Rocamontes su flanco occidental se encuentra también modificado por la falla marginal del bolsón de San Carlos.

La porción central de la sierra de Rocamontes esta comprendida entre el anticlinal de Guadalupe Garzaron y el anticlinal de Matehuapil, queda definida por un sinclinal muy amplio con su eje estructural ligeramente NW-SE, en donde afloran las formaciones comprendidas de la caliza Cuesta del Cura a la lutitas Parras.

C) Anticlinal de Matehuapil

El anticlinal de Matehuapil se localiza en la porción Oriental

de la sierra de Rocamontes, presentando algunos plegamientos secundarios. Su eje estructural se orienta ligeramente NW-SE, presentando unos 28 km. De longitud. El flanco Occidental esta mejor definido que el flanco Oriental, ya que la falla marginal poniente de El Salvador hundió dicho flanco, habiendo desaparecido casi en su totalidad, quedando expuestas porciones aisladas del mismo en la parte Sureste.

El sistema de fallas y fracturas existentes antes de la época de mineralización, sirvió como conducto para el emplazamiento de estructuras tabulares, siendo predominantes aquellas cuya orientación es N 40° W a N 60° W y que presentan echados muy frecuentemente al NE.

El sistema de fallas y fracturas presenta tres direcciones principales que son: NW 1°- 5° SE, NE 5°- 50° SW y NW 40°- 60° SE, esta última normalmente con echados al NE y es importante debido a que muchos diques presentan orientación similar.

2.5 GEOLOGÍA HISTÓRICA

Los primeros eventos geológicos en la región, quedan registrados por la transgresión marina en el Oxfordiano y por la sedimentación y formación de las rocas del Mesozoico, que se

inicio con la caliza Zuloaga depositada sobre una superficie de erosión desarrollada en sedimentos triásicos. Durante el Kimeridiano y el Tithoniano tuvo lugar la sedimentación de la formación La Caja. Al finalizar el Jurásico no hubo regresión marina, aunque el contacto superior de la formación Taraises parece que está marcado por una diastema, pues no hay sedimentos del Berriasiano.

El depósito de la formación Taraises, durante el Berriasiano tardío, y el Hauteriviano temprano se realizó en mares someros de aguas claras, que permitieron el desarrollo de amonitas y pelesípodos. La formación Cupido y La Peña, del Hauterivino Superior, Aptiano y Albiano Inferior se depositaron en condiciones poco favorables para la vida como indica la escasez de restos fósiles en ellas. La formación La Peña, tuvo aporte de material clástico que pudo haber sido transportado por los ríos que drenaban hacia el mar y distribuidos por las corrientes oceánicas (Imlay 1936). Durante el depósito de la formación Cuesta del Cura en el Albiano al Cenomaniano Inferior, continuó la transgresión alternante de carbonatos y sílice.

Al comenzar el Cretácico Superior hubo un cambio brusco en la sedimentación, predominando los clásticos, que debieron de provenir de un continente que empezó a emerger en el Occidente durante el Cenomaniano (Imlay 1936), iniciándose el depósito flisch de la formación Indidura cuyos sedimentos pueden haber

sido originados de una área interna con una posición geográfica vecina a la actual Sierra Madre Occidental.

El depósito de la formación Caracol en el Cenomaniano o Santoniano, tuvo las mismas condiciones de depósito de la formación Indidura, pero las areniscas indican el aumento de las corrientes de turbidez. En el Campaniano y Maestrichtiano las condiciones anteriores fueron más intensas y el mar comenzó a retirarse hacia el Sur profundizándose en la cuenca de Parras, donde se acumularon grandes cantidades de sedimentos del grupo difunta.

Durante la orogenia Laramide, al finalizar el Cretácico y hasta el Eoceno, las fuerzas compresionales actuaron del Sur y del Poniente en dirección perpendicular a la Península de Coahuila, adoptando la forma de plegamientos angostos y alargados paralelos a las partes emergidas, los cuales quedaron recostados al Noreste. Como culminación del plegamiento se originó el fallamiento de empuje y cabalgadura casi al final de la orogenia Laramide y las condiciones fueron favorables para el emplazamiento de las rocas ígneas intrusivas en zonas débiles y en los núcleos de los anticlinales, originando el metamorfismo de contacto. Posteriormente al emplazamiento de los intrusivos ocurrió la etapa de mineralización. Al disminuir los esfuerzos compresionales, terminó la formación de las cadenas montañosas, seguida de una fase en donde predominaron los esfuerzos de

tensión, provocando fallamientos transversales a los ejes estructurales de los plegamientos, en bloques y la formación de fosas tectónicas.

Del Plioceno Superior al Reciente, los agentes geológicos externos han ido transportando y acumulando sedimentos provenientes de la erosión de las formaciones litológicas preexistentes, como se muestra en la columna estratigráfica de la figura 2.5.1.

2.6 YACIMIENTOS MINERALES

La distribución de los yacimientos en el área estudiada, está relacionada con los stocks intrusivos de Matehuapil y El Rabioso, lo mismo que con las estructuras menores conectadas a ellos como son diques y sills.

Cavidades kársticas algunas veces están presentes en las estructuras igneas y constituyen espacios abiertos a la mineralización, en determinadas localidades los propios intrusivos encajonan a las estructuras mineralizadas o bien se localizan en contactos con la roca sedimentaria definiendo cuerpos de reemplazamiento.

CONSEJO DE RECURSOS NATURALES NO RENOVABLES

SERIES	EURÓPEO	TEJAS	REGION DE	SIERRA CUERNECA	SIERRA CUERNECA	SIERRA DE	SIERRA DE	ESPELOR	C A R A C T E R I S T I C A S	DISTRIBUCION GEOLOGICA DEL PAIS			
PAIS	SUBPAIS	GENERO	GRUPO Y FORMACION	FORMACION	FORMACION	FORMACION	FORMACION						
CRETACEO SUPERIOR	ESTADOS UNIDOS	GOLFO	DAVIANO	M. S. F. S. A.									
			MAESTRICHTIANO	NAVARRO	Formación Falcón	Formación Dimes	Formación	Formación					
			CAMPANIANO	TAYLOR	Formación San Miguel	Formación							
			SANTONIANO	AUSTIN	Cresta Austin	Formación San Felipe	Lutita Parícut	Lutita Parícut	Lutita Parícut	1300 m.	Lutitas calcáreas de color negro con pocas almejas, pocas de moluscos.		
			COMACIANO	EAGLE FORD	Lutita Eagle Ford	Formación Agua Nueva	Formación	Formación	Formación	180 m.	Caliza arenosa que inmediatamente con espesor de color negro, con pocas almejas.	Creación Tercera: Caliza y Lutita (poco), interstratificadas, en caliza que algunas veces intercala fragmentos de moluscos.	
			CENOMANIANO	WOODBINE									
CRETACEO INFERIOR	ESTADOS UNIDOS	COMANCHE	WASHITA	F. M. S. A.	Formación Coahuila del Cuco	Caliza Coahuila del Cuco	Caliza Coahuila del Cuco	310 m.	Caliza azul oscura, con moluscos - pocas de moluscos sobre la parte superior con sustitución de caliza, y puzoza de tamaño.	Creación Media: Caliza gris de estructura laminares, con pocas de moluscos, interstratificadas, abundancia de moluscos desarticulados.			
			MEDIO	FREDERICKSBURG	Caliza Averara	Formación Averara	Caliza Averara						
			INFERIOR	TRINITY	Formación La Palu	Formación La Palu	Formación La Palu	Formación La Palu	120 m.	Parte inferior, lutitas arenosas de color gris. Parte media, capas más delgadas de moluscos, parte superior, caliza gris con pocas de moluscos.	Creación inferior: Moluscos y caliza moluscos, con pocas de moluscos, interstratificadas, abundancia de moluscos desarticulados.		
			REOQUILIANO	NEWVO LEON	Formación Coahuila del Cuco								
			SARREMIANO	San Antonio (1943)	Lutita San Antonio	Formación Coahuila del Cuco	Caliza Coahuila del Cuco	Caliza Coahuila del Cuco	340 m.	Caliza de color gris clara con moluscos de moluscos gris y moluscos de moluscos.	Caliza gris con pocas moluscos, de pocas moluscos interstratificadas. Poco moluscos desarticulados.		
			ANTICHOQUIANO	DURANGO	Lutita Durango	Formación Durango	Formación Durango	Formación Durango	180 m.	Caliza de color gris clara, con moluscos grandes, con moluscos grandes y moluscos de moluscos.	Moluscos grandes, interstratificados con caliza gris y moluscos de moluscos.		
			FLAMBERGIANO										
			MEGALOTONIANO										
			JURASICO SUPERIOR	ESTADOS UNIDOS	COTTON VALLEY	TITHONIANO		Formación La Casita	Formación La Casita	Formación La Casita			
						PORTLANDIANO							
BONDHANO													
HAVRIANO													
SECQUANEANO													
ARGOVIANO													
DIVISEANO													
JURASICO MEDIO	ESTADOS UNIDOS	COTTON VALLEY	CALLOVIANO										
			BATHONIANO										
			BAJOCIANO										
			TOGARCIANO										
JURASICO INFERIOR	ESTADOS UNIDOS	COTTON VALLEY	PIENSANDORIANO										
			SINEMURIANO										
PERNICO (?)													

U. N. A. M.

FACULTAD DE INGENIERIA

PROY. R.M. MATEHUAPIL, ZAC

COLUMNA

ESTRATIGRAFICA

1 de Hazzard, Dierker y Sauer, 1947
 2 de Integ, 1940c

Corrección de las formaciones Jurásicas y Cretácicas del norte y oriente de México: Rogers et al (1957) y Burchhardt (1910).

FIG. 2-5-1

2.6.1 Mineralogía y Alteraciones

La mineralogía de los yacimientos del área, tiene un mismo origen, pero depositadas en condiciones fisicoquímicas diferentes. Consiste de óxidos y sulfuros de cobre y fierro, predominando los óxidos de fierro como son hematita, limonita, especularita, gohetita y magnetita a los cuales viene asociado el oro nativo que es el principal mineral de mena.

Los sulfuros se encuentran en una proporción más baja y son: pirita, calcopirita, trazas de galena y blenda, posiblemente sulfosales de plata.

Otros minerales presentes son: calcita, cuarzo, algunas veces barita que llega a constituir la mena del depósito y minerales arcillosos. Las alteraciones son consecuencia de los procesos hidrotermales y son: oxidación, silicificación, jasperización, seritización, caolinización y argilización. También se presenta alteración supergénica.

2.6.1.1 Origen

La ocurrencia de los yacimientos minerales en las proximidades de los cuerpos ígneos intrusivos, como stocks, diques y sills, o confinados en los mismos intrusivos, así como su mineralogía y sus relaciones con las rocas encajonantes, nos indican que existe una íntima relación con ellos pudiendo afirmar que el origen es magmático y que aparentemente están relacionados con procesos hidrotermales de mediana a alta temperatura, lo que da como resultado yacimientos del tipo de relleno de cavidades y pirometasomáticos en la zona de contacto ígneo-sedimentario.

2.6.1.2 Minas y Prospectos

Durante la etapa regional y prospección minera en las reservas de Matehuapil y el Rabioso, se visitaron en total 25 prospectos, de los cuales se seleccionaron seis (en base a su respuesta magnética obtenida y al reconocimiento geológico donde se observaron evidencias de mineralización), para etapas subsecuentes de exploración, así como tres áreas de interés que permiten recomendarlas para trabajos de semidetalle y comprobación, para definir su potencial económico.

CAPITULO 3 GEOFÍSICA

3.1 POLARIZACIÓN INDUCIDA

3.1.1 Introducción

La aplicación en minería del método de P.I. data del año de 1948 sin embargo existen antecedentes acerca de su origen y desarrollo, por ejemplo: Schlumberger (1920), logró observar una caída lenta de voltaje residual en las cercanías de un cuerpo de sulfuro, después de que se efectuó la interrupción de una corriente continua primaria. Desafortunadamente, mediciones en áreas no mineralizadas le dieron los mismos resultados y aparentemente abandonó sus investigaciones. El desarrollo del método de P.I. comienza con el estudio teórico de H. Seigel, quien logró la aplicación de una técnica de trabajo en el campo y reconocimiento de efectos de polarización en todas las rocas.

El uso del método de Polarización Inducida en la exploración geológico-minera requiere la existencia de minerales conductivos encajonados en un electrólito. Los minerales

susceptibles de producir efectos de P.I. se enlistan en la tabla 1 (Virreira 1965). Este método se puede aplicar con muchas ventajas, en los siguientes casos:

- Para la localización y delineamiento de grandes zonas mineralizadas como son los yacimientos del tipo de los pórfidos cupríferos.

- Para localizar y/o analizar la extensión de algunos cuerpos de sulfuros masivos muy profundos como para ser detectados por métodos electromagnéticos.

- Es el único método con el cual se pueden detectar cantidades pequeñas de conductores metálicos diseminados en un volumen cuyo contraste en resistividad es pequeño, en relación al medio encajonante.

El método tiene serias limitaciones, cuando los conductores metálicos se encuentran en medios con un alto contraste de resistividad y se presentan en forma masiva. Bajo estas condiciones los métodos de resistividad y electromagnéticos serán de mejor aplicación.

Otra desventaja del método radica en el hecho de que los efectos de polarización no pueden separarse de los efectos de resistividad.

La profundidad de penetración efectiva de la corriente es comparable a la que se obtiene con el método de resistividad utilizando la misma configuración de electrodos.

Como el método de Polarización Inducida es más lento y de empleo más costoso que la mayoría de los métodos eléctricos, su aplicación requiere estudios geológicos regionales y de detalle previos a este método.

TABLA 1

MINERALES SUSCEPTIBLES DE POLARIZACIÓN INDUCIDA

<u>Óxidos</u>	<u>Sulfuros</u>	<u>Elementos</u>
magnetita	pirita	grafito
pirolusita	pirrotita	cobre
casiterita	marcasita	
hematita especular	galena	
	calcopirita	
	molibdenita	
	pentlandita	
	cobaltita	
	argentita	
	enargita	
	bismutinita	
	arsenopirita	

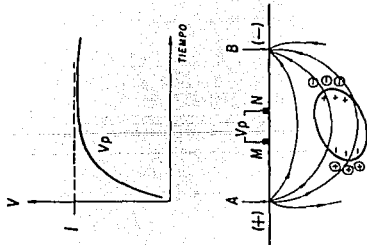
3.1.2 Fenómeno Físico

El método de P.I. se basa en un fenómeno de carácter electroquímico conocido como sobrevoltaje (que consiste básicamente en un ordenamiento/almacenamiento de carga) que se presenta al hacer circular una corriente en la superficie del terreno y atravesar la interfase entre dos materiales, uno de los cuales posee conductividad iónica y el otro electrónica.

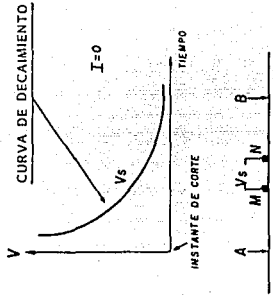
En forma general se podría decir que la P.I. consiste en una separación de cargas debido a la aplicación de un campo eléctrico. La manera de obtener la medida del efecto de P.I. en un volumen determinado de roca, es haciendo circular una corriente I por medio de dos electrodos (A y B) y midiendo la diferencia de potencial existente entre dos puntos (M y N). Al interrumpir el paso de la corriente en forma brusca se puede observar que dicha diferencia de potencial en un principio va a decrecer en forma instantánea y posteriormente en forma gradual con el tiempo. Se representa gráficamente, con el tiempo, T en las abscisas y el voltaje V en las ordenadas, obteniendo un comportamiento similar al de la figura 3.1.2.1.

El almacenamiento de energía es el resultado de:

a) La variación en la movilidad de los iones de los fluidos que



a) - CAMPO PRIMARIO CREADO CUANDO SE ENVIA CORRIENTE ELECTRICA AL TERRENO.



b) - CAMPO SECUNDARIO O INDUCIDO OBSERVADO DESPUES DE INTERRUPTUR LA CORRIENTE ELECTRICA.

Fig. 2.- ESQUEMA DEL FENOMENO DE P.I.

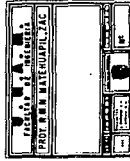


fig. 3.1.2.1

contiene la roca (conocido como polarización electrolítica de membrana).

b) La variación entre la conductividad iónica y electrónica debido a la presencia de minerales metálicos (conocida como polarización de electrodo) y que resulta mucho mas intensa que la polarización de membrana.

A continuación se detallan estos efectos de polarización:

Polarización electrolítica de membrana: la conducción electrolítica es la forma de conducción eléctrica predominante en las rocas saturadas de un electrolito que permite el flujo de la corriente eléctrica, a pesar de la ausencia de los minerales metálicos.

Los minerales arcillosos son el ejemplo mas claro de la polarización de membrana. Ya que la superficie de las partículas de arcilla poseen cargas negativas y por lo tanto atraen iones positivos del electrolito presente en las porosidades de las rocas. Formándose en consecuencia una película de partículas cargadas, en donde, si las porosidades son pequeñas y la zona cargada positivamente es lo suficientemente grande, son repelidos otros iones positivos a través de las porosidades. Cuando se hace pasar una corriente eléctrica a través de este medio, los iones positivos se desplazan y al interrumpirse, los

iones positivos tenderán a regresar a su estado de equilibrio, originando con esto una diferencia de potencial que tenderá a desaparecer con el tiempo (ver figura 3.1.2.2 a).

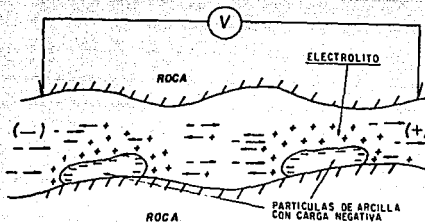


fig. 3.1.2.2 a

Polarización de electrodo: es producido por la presencia de minerales con conducción electrónica, aun cuando no exista continuidad eléctrica entre si. La corriente eléctrica es transportada por los iones de los electrodos presentes en las rocas. Si en tales porosidades existen minerales metálicos, estos generan a su alrededor capas compuestas por iones de los electrolitos, en equilibrio eléctrico con los electrones de las partículas (ver figura 3.1.2.2.b).

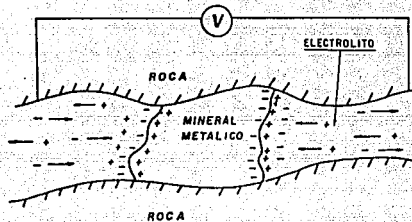


fig. 3.1.2.2.b

Durante el flujo de corriente eléctrica, los iones móviles se acumulan en la interfase de los granos conductores hasta lograr un equilibrio eléctrico. Cuando la corriente eléctrica se interrumpe, los iones inmovilizados se difunden lentamente en el electrolito, produciéndose así una corriente secundaria. Este efecto constituye el principio del método de polarización inducida.

El método de P.I. se pueden emplear en tres diferentes técnicas para medir el efecto de polarización, estas son:

- a) técnica del tiempo
- b) técnica de frecuencias variables
- c) técnica de fase

Como el presente estudio se realizo utilizando la técnica del tiempo se pondrá más atención para dicha técnica.

Técnica del tiempo:

Con el termino de polarización inducida se comprenden los procesos electroquímicos que se originan en las rocas bajo la influencia de una corriente continua que circula por ellas y que se manifiesta por la aparición de diferencias de potenciales secundarios.

En esta técnica de medición se aplica a la superficie del terreno una corriente continua durante un periodo de tiempo de dos, cuatro u ocho segundos creando entre los electrodos de corriente (A,B) una diferencia de potencial, la cual esta en función directa de la intensidad de corriente, de la disposición geométrica en que se ubiquen los electrodos, así como de las características geoelectricas. Durante el intervalo de emisión de corriente, se mide el voltaje entre los electrodos de potencial (M,N). Este voltaje se define como voltaje primario (V_p), después de interrumpirse el flujo de corriente se lee el voltaje de polarización entre los intervalos de tiempo establecidos, este voltaje se define como voltaje secundario (V_s), que disminuye a cero con respecto al tiempo, este

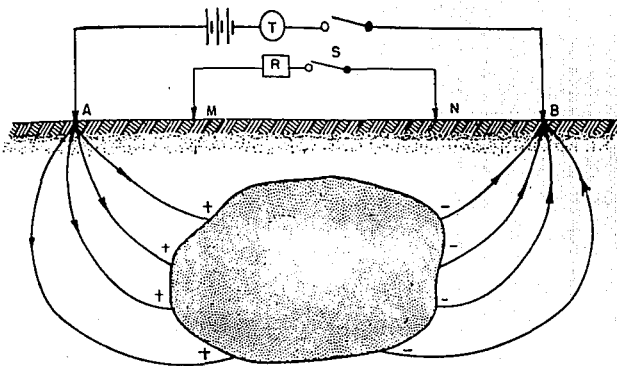
potencial eléctrico secundario se explica por la polarización del volumen de roca muestreado, por el cual ha pasado la corriente eléctrica. (ver figura 3.1.2.3).

Este fenómeno es conocido como polarización inducida en el dominio del tiempo y puede cuantificarse mediante los siguientes parámetros:

Polarizabilidad:

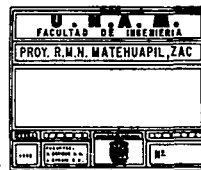
El voltaje secundario sería el parámetro más simple para medir el fenómeno de P.I., después de un intervalo de tiempo posterior al corte de corriente eléctrica inyectada en la superficie del terreno, pero dado que el voltaje secundario V_s esta en proporción directa a la diferencia de potencial que existe entre los electrodos de corriente, la polarizabilidad (P) queda definida simplemente como la relación de amplitud entre el voltaje secundario o voltaje de decaimiento (V_s) en un cierto tiempo después del corte de corriente y la amplitud del voltaje fijo primario (V_p) existente entre los electrodos de corriente A , B dicha relación queda expresada matemáticamente por:

$$P = \frac{V_s(t)}{V_p}$$



- A , B electrodos de corriente
- M , N electrodos de potencial
- T modulo de transmición
- R modulo de recepci3n

fig. 3.1.2.1



Dimensionalmente se expresa { mV/V } dado que el voltaje secundario es de menor intensidad, pero si el voltaje secundario lo expresamos en las mismas unidades, dicha relación carecerá de unidades pudiéndose representar como un porcentaje.

Cargabilidad :

Sin lugar a duda este parámetro es el más utilizado para cuantificar el efecto de polarización en la prospección geofísica, esto se logra mediante la integración del voltaje secundario dentro de un intervalo de tiempo Δt sobre la curva de decaimiento como se ilustra en la figura 3.1.2.4.

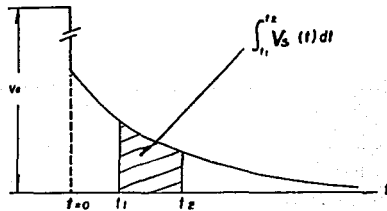


fig.3.1.2.4

Como se observa es posible medir el área bajo la curva de

decaimiento mediante la integración de en un intervalo de tiempo Δt . Matemáticamente se puede representar por la integral:

$$\int_{t1}^{t2} \Delta V_s(t) dt$$

3.1.1

Por lo tanto la cargabilidad queda representada por la expresión:

$$m = \frac{1}{\Delta V_p} \int_{t1}^{t2} \Delta V_s(t) dt$$

3.1.2

El voltaje secundario es integrado posterior al corte de la corriente, quedando sus unidades como { $mV - seg/V$ } ó { $mseg$ } y se define como Cargabilidad siendo este el parámetro más importante en el dominio del tiempo para medir el efecto de polarización inducida.

Como se observa en la siguiente figura el $V_s = V_p - V_o$ o en términos del gradiente de voltaje $E_s = E_p - E_o$ pudiendo utilizar esta relación para obtener la cargabilidad cuando la corriente de entrada es una función escalón ($U(t)$) y la resistividad es

una función de frecuencia compleja ($P(s)$).

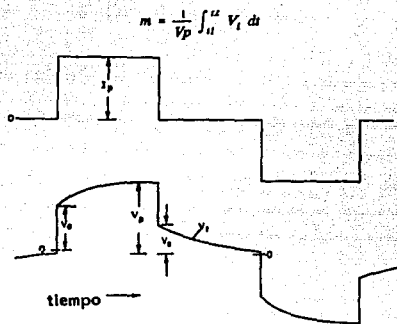


fig. 3.1.2.5

Utilizando la definición teórica de Seigel y los teoremas de la transformada de Laplace en los valores inicial y final la densidad de corriente (J) y el gradiente del voltaje resultante (E) estarán definidos como:

$$J(t) = J.U(t)$$

3.1.3

$$J(t) = \frac{J}{S'}$$

3.1.4

$$E(s) = \rho(s) \frac{J}{s'}$$

3.1.5

$$\lim_{t \rightarrow \infty} E(t) = \lim_{s \rightarrow 0} sE(s) = \lim_{s \rightarrow 0} \rho(s) J(s) =$$

$$= \lim_{w \rightarrow 0} \rho(iw) J = \rho_p J$$

$$\lim_{t \rightarrow 0} E(t) = \lim_{s \rightarrow \infty} sE(s) = \lim_{s \rightarrow \infty} \rho(s) J(s) =$$

$$= \lim_{w \rightarrow \infty} \rho(iw) J = \rho_0 J$$

3.1.6

per lo tanto :

$$m = \frac{E_p - E_0}{E_p} = \frac{E_{t \rightarrow \infty} - E_{t \rightarrow 0}(t)}{E_{t \rightarrow \infty}(t)} = \frac{\rho_p - \rho_0}{\rho_p}$$

$$m = \frac{\rho_p - \rho_0}{\rho_p}$$

3.1.7

de donde ρ_p es el valor de la resistividad cuando $t \rightarrow \infty$ y ρ_0 es el valor de la resistividad cuando $t \rightarrow 0$

Factor Metálico

Este parámetro se define como la relación entre la cargabilidad y la resistividad aparente y se representa matemáticamente por la expresión:

$$FM = \frac{m}{\rho a}$$

3.1.8

Este parámetro no es muy utilizado dado que las características geológicas de cada área de estudio son diferentes ya que el

factor metálico es una representación del contenido de material polarizable y conducir, ya que la variación de este factor es directamente proporcional a la cargabilidad e inversamente proporcional a la resistencia de cada área

Técnica de Frecuencia:

Las medidas en el dominio de las frecuencias se realizan en dos frecuencias diferentes, generalmente en el 10 % de la frecuencia inicial, las formas de onda se muestran esquemáticamente en la figura 3.1.2.6

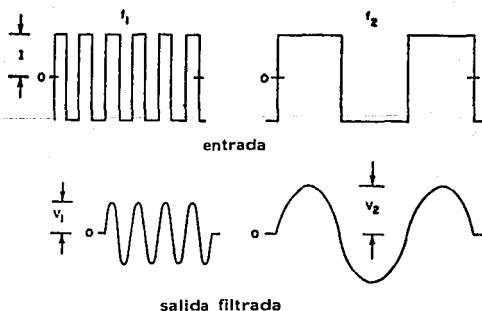


fig. 3.1.2.6

Estos sistemas utilizan una entrada de corriente controlada y los parámetros medidos son la respuesta de un estado estable de voltaje después de un filtrado y el parámetro derivado es el Efecto de Frecuencia (**FE**) el cual se define como:

$$FE = \frac{V2-V1}{V1}$$

3.1.9

Donde **V1** y **V2** son las respuestas de los voltajes filtrados en alta y baja frecuencia como se muestra en la figura 3.1.2.6, Si la amplitud de la corriente permanece constante mientras se varia la frecuencia podemos escribir:

$$FE = \frac{\rho2-\rho1}{\rho1}$$

3.1.10

De donde $\rho1$ y $\rho2$ son las magnitudes respectivas de la resistividad aparente en las frecuencias 1 y 2.

Las ecuaciones 3.1.9 y 3.1.10 se representan comúnmente como **FE** ó **FE x 100 %**.

Aplicando las consideraciones en los valores iniciales y finales a la ecuación 3.1.10 el resultado será:

$$FE = \frac{\rho^0 - \rho^\infty}{\rho^\infty}$$

3.1.11

Donde ρ^0 es el valor de la resistividad para $t \rightarrow \infty$ y ρ^∞ será igual al valor de la resistividad en $t=0$.

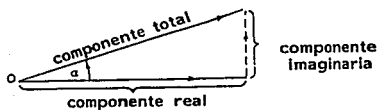
Sin embargo las mediciones de voltaje o resistividad en el campo son complejas es decir son funciones de frecuencia. Solo las amplitudes de las respuestas son usadas para determinar los valores del campo del FE. Las ecuaciones 3.1.9 y 3.1.10 representan teóricamente los parámetros de interés para el dominio de las frecuencias.

Técnica de fase:

Las mediciones de fase en P.I. se definen como la diferencia en el ángulo de fase entre la señal de voltaje recibida y la forma de onda de la corriente de entrada, suponiendo para ambas formas

de onda senoidales. Si la corriente de entrada es una onda cuadrada la medida de fase estará definida como el ángulo de fase entre el armónico fundamental de las señales transmitidas y recibidas. El cambio de fase en el dominio de la frecuencia es análogo a un retraso en el dominio del tiempo. Más exacto, el retraso en el dominio del tiempo es igual a la derivada de la fase con respecto a la frecuencia.

En términos de resistividad, el ángulo de fase es definido como el arco tangente del radio de la componente imaginaria de resistividad sobre su componente (ver figura 3.1.2.7).



$$\alpha = \text{angtang} \frac{\text{Im}(\rho)}{\text{Re}(\rho)}$$

fig.3.1.2.7

En orden de comparación entre las medidas del dominio de las frecuencias y el dominio del tiempo es necesario utilizar el límite en las ecuaciones 3.1.7 y 3.1.11 de donde se deduce:

$$FE = \frac{m}{1-m}$$

$$m = \frac{FE}{1 + FE}$$

3.1.13

si el EF es mucho menor que uno entonces

$$m \approx FE (1 - FE)$$

3.1.14

Tomando en cuenta que las ecuaciones 3.1.12, 3.1.13 y 3.1.14 serán válidas cuando se considere el límite, esto es cuando los parámetros usados sean igual a la frecuencia ω y la frecuencia ω_c (límite alto de frecuencias).

Se recomienda utilizar en la práctica múltiplos de diez en las frecuencias utilizadas para obtener aproximaciones mejores y esto es debido a que la cargabilidad es un efecto de polarización "total" y el efecto de frecuencia FE es un parámetro de polarización "diferencial".

Concluyendo podemos decir que :

- para la técnica en dominio de las frecuencias la polarización inducida es detectada como un decremento en la resistividad

aparente cuando se incrementa la frecuencia. En el dominio del tiempo el efecto de P.I. es detectado como un pequeño voltaje de decaimiento.

- en la técnica de fase el efecto de polarización se observa como un retraso de fase entre el voltaje medido a través de la tierra y la corriente que ha sido aplicada. Esta técnica es mejor conocida como "Polarización Inducida Espectral", en ella se miden la magnitud de la resistividad compleja o impedancia y la fase existente entre las ondas de transmisión y recepción en un rango amplio de frecuencias.

3.1.3 Similitud con teoría de circuitos

Aunque el fenómeno de P.I. es básicamente de naturaleza electroquímica, los sistemas son realmente muy complejos para ser representados por un simple conjunto de relaciones químicas y termodinámicas. Generalmente se conocen los tipos de iones y sus concentraciones así como las reacciones involucradas. Sin embargo la geometría del poro y su relación con las partículas de mineral metálico también son importantes, resultando muy difícil representar explícitamente todos esos factores. En vista de estas dificultades, resulta conveniente el empleo de analogías macroscópicas simplificadas como sucede con el caso de

los circuitos eléctricos.

Circuito Equivalente

Un circuito eléctrico simple que consiste de un arreglo de resistencias y capacitores no mostrara una respuesta idéntica al efecto de P.I., pero en muchos casos el comportamiento de P.I. de una roca mineralizada puede ser aproximado al conjuntar el circuito equivalente mostrado en la figura 3.1.3.1.

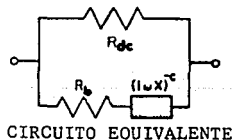
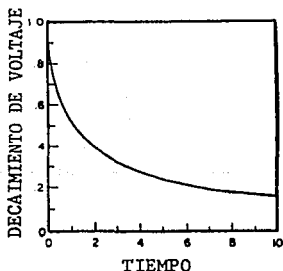


fig. 3.1.3.1

Un análisis de tal circuito ayuda al obtener mayor información de las características eléctricas mas complejas de las rocas. Sin embargo, aunque el circuito represente las observaciones de

campo no asegura que el fenómeno este totalmente explicado.

El circuito paralelo equivalente de la figura 3.1.3.1 tiene un brazo puramente resistivo R_{dc} que representa el comportamiento resistivo en el caso de una conducción iónica en una trayectoria de corriente (no mineralizada) cercana a un mineral metálico. El resistor R_b puede ser comparado a la resistencia debida a un bloqueo en la trayectoria de conducción dentro de la roca mineralizada y el capacitor C puede ser asociado con la capacitancia de la doble capa.

Un resistor adicional en serie con el circuito paralelo de la figura 3.1.3.1 será análogo a una trayectoria de conducción impolarizable y proporcionaría una caída instantánea de potencial de V_p a V_s .

En bajas frecuencias, el capacitor es un circuito abierto y la resistencia mostraría solo R_{dc} , en altas frecuencias, el capacitor se aproxima a un corto circuito y la determinación de la resistencia dependerá de R_b y R_{dc} . Así, el cambio en la resistencia del circuito (impedancia) es una medida del efecto del bloqueo en la trayectoria de conducción, debido a la variación de las frecuencias (f). La impedancia Z del circuito paralelo es:

$$\frac{1}{Z_f} = \frac{1}{Z_{dc}} + \frac{1}{Z_b}$$

3.1.15

$$Z_f = \frac{(Z_b)(Z_{dc})}{Z_b + Z_{dc}}$$

3.1.16

considerando:

$$Z_b = R_b + \frac{1}{J\omega c}$$

3.1.17

$$Z_{dc} = R_{dc}$$

3.1.18

substituyendo 3.1.17 y 3.1.18 en 3.1.16 tendremos:

$$Z_f = \frac{R_{dc} \left(R_b + \frac{1}{j\omega c} \right)}{R_{dc} + R_b + \frac{1}{j\omega c}}$$

3.1.19

donde

$$\omega = 2\pi f$$

3.1.20

Si el efecto de frecuencia FE del circuito es definido como el porcentaje de impedancia entre dos frecuencias $Z_{f\text{mínimo}}$ y $Z_{f\text{máximo}}$ (figura 3.1.3.2) tendremos:

$$FE = \frac{Z_{f\text{mínimo}} - Z_{f\text{máximo}}}{Z_{f\text{máximo}}}$$

3.1.21

substituyendo los valores de impedancia en la expresión 3.1.21 usando $Z_{\text{mínimo}} = R_{dc}$ y $Z_{\text{máximo}} = Z_f$ de la ecuación 3.1.19 substituyendo 3.1.17 y 3.1.18 en 3.1.16 tendremos:

$$FE = \frac{R_{dc}}{R_b}$$

3.1.22

$$FE = \frac{R_{dc}}{R_b + \frac{1}{j\omega C}}$$

3.1.23



$$FE = \frac{\Delta V}{V_1}$$

fig. 3.1.3.2

Voltajes en alta y baja frecuencia, mostrando una frecuencia no filtrada en un tipo de forma de onda.

La corriente inducida en cada frecuencia es constante.

El FE será mayor entre más numerosas sean las trayectorias paralelas de conducción bloqueadas, y mientras que el R_b será menor. Es posible observar que en el método de la frecuencia, el capacitor es esencialmente un interruptor, el cual es accionado por la frecuencia de la fuente de corriente. El valor de la capacitancia C podrá ser determinado usando un espectro de frecuencias, pero no si se emplean sólo dos valores de frecuencia.

Mediante un análisis en el dominio del tiempo es posible detectar el voltaje de decaimiento (figura 3.1.3.3) a través de R_{dc} , el cual es el resultado de la descarga del capacitor por medio de las resistencias R_b y R_{dc} .

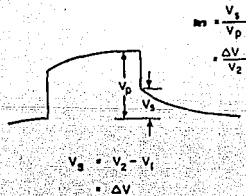


fig. 3.1.3.3 voltaje primario (V_p) y secundario (V_s) en una forma de onda de P.I.. Las ecuaciones muestran una equivalencia de tiempo y frecuencia en las medidas de P.I.

El voltaje transitorio observado se expresa como:

$$V_t = V_p \left[\frac{R_{dc}}{R_{dc} + R_b} \right] e^{-\frac{t}{\tau}}$$

3.1.24

donde:

$$V_p = I R_{dc}$$

3.1.25

y la constante de tiempo :

$$\tau = (R_b + R_{dc}) C$$

3.1.26

Este análisis sugiere que los materiales más resistivos pero igualmente polarizables deben tener una constante de tiempo mayor. El voltaje secundario V_s es medido en el tiempo $t=0$ y es normalizado por el voltaje primario V_p , definiendo la cargabilidad m como el cociente de V_s/V_p .

$$m = \frac{V_s}{V_p} = \frac{R_{dc}}{R_{dc} + R_b}$$

3.1.27

En valores pequeños de FE y m , los parámetros fundamentales de P.I. son esencialmente iguales, esto es:

$$FE = \frac{m}{1+m}$$

3.1.28

Si tomamos una medida del área integrada bajo una curva de decaimiento de voltaje normalizado por V_p , esta cantidad puede ser considerada como una estimación del valor de la capacitancia C , debido a que la constante de tiempo del voltaje de decaimiento esta dado por $(R_{dc} + R_b) C$. Un capacitor más grande toma un largo tiempo de decaimiento y también una mayor señal de integración. Este voltaje integrado también ha sido llamado cargabilidad m , como se ilustra en la figura 3.1.3.4.



fig.3.1.3.4

La integración del voltaje de decaimiento es también usado como

una medida de la cargabilidad m y de nuestro circuito equivalente.

$$m = Rdc C$$

3.1.29

Generalmente la constante de tiempo para rocas mineralizadas varía en un rango de 0.1 y 10 segundos, presentando los mayores valores entre 0.2 y 0.6 segundos. Nótese que en el anterior estudio, la medida de la integración de la señal depende directamente de la capacitancia C , que es un parámetro de diagnóstico de las rocas polarizables, el cual puede ser estimado dividiendo m entre Rdc , dando una cantidad cercana relacionada al factor metálico o capacitancia específica.

El significado de la constante de decaimiento y factor metálico son notables. Hay en algunas ocasiones diferencias de opinión acerca de cual parámetro es el más significativo. Aunque el análisis del circuito antes señalado nos dice un poco acerca del comportamiento eléctrico, esto no contesta la pregunta sobre la relativa importancia de los valores medidos en las rocas, mostrándose únicamente una equivalencia entre los métodos en el dominio del tiempo y la frecuencia.

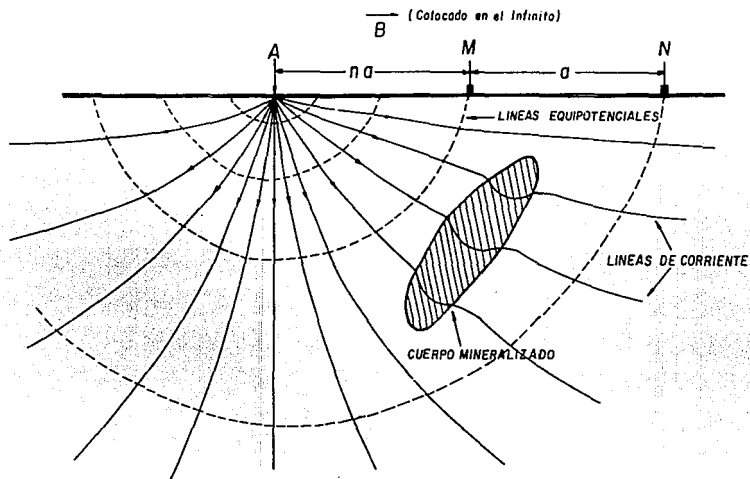
3.1.4 Dispositivos de medición

Para la programación de un estudio de polarización inducida, es necesario seleccionar en un principio el tipo de arreglo electródico a emplear, así como los parámetros más adecuados del arreglo elegido. Es importante tomar en cuenta que, la elección de un arreglo electródico específico esta en función del tipo y características del yacimiento mineral esperado, de la profundidad de investigación requerida, de la topografía del área de estudio y del tiempo y costo estimado.

Con frecuencia, los arreglos electródicos, así como sus parámetros de medición que fueron programados en gabinete, no funcionan adecuadamente durante el levantamiento de campo. Por tal razón, es conveniente efectuar una línea de pruebas para elegir adecuadamente los mejores parámetros de un arreglo de electrodos.

A) Polo - Dipolo

Es un dispositivo electródico (ver fig. 3.1.4.1) de amplia aplicación para la exploración minera, ya que presenta ciertas ventajas como son:



**DISTRIBUCION DE LINEAS DE CORRIENTE Y EQUIPOTENCIALES EN UN
ARREGLO POLO-DIPOLO CON $n-1$**



fig. 3.1.4.1

a) Buena penetración

b) Solo requiere tres electrodos en movimiento, dando buenos resultados para cuerpos de metazomatismo de contacto y en general para cuerpos de forma irregular o con fuerte buzamiento.

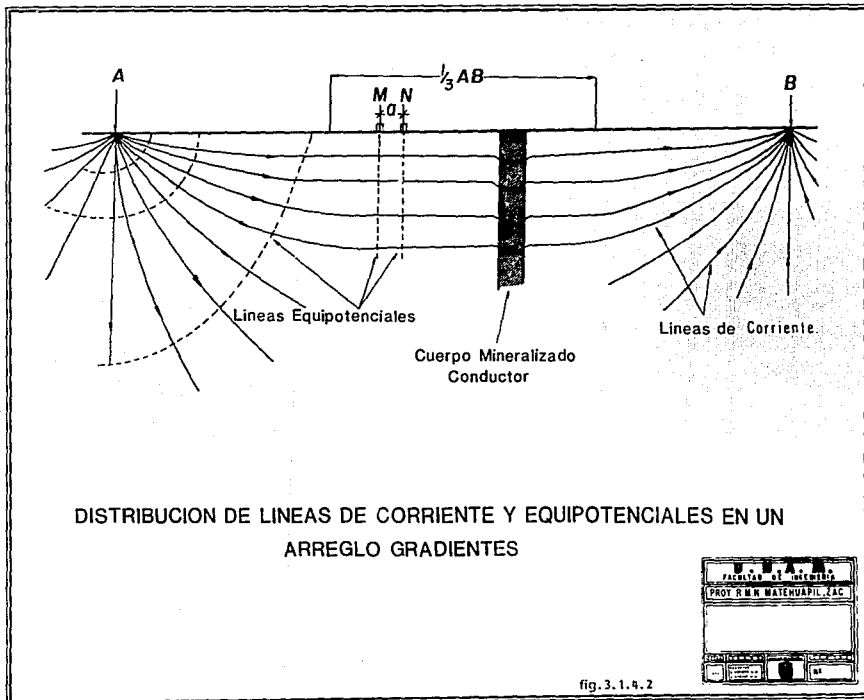
Sus principales desventajas son:

- es susceptible de efectos de pantalla
- las anomalías que se obtienen serán asimétricas, es decir presentaran cierto desplazamiento de su ubicación real en el terreno. Sin embargo, esta desventaja puede subsanarse realizando un levantamiento invertido, de tal manera que el electrodo de corriente se ubicara en dirección contraria a la que se tenía con el levantamiento original.

B) Gradiente

Este arreglo eléctrico (ver fig. 3.1.4.2) es de los más empleados, debido a las ventajas que presenta, entre las que figuran:

a) la fuente de energía permanece fija para varias mediciones, en consecuencia los electrodos de corriente pueden instalarse



cuidadosamente para disminuir la resistencia de contacto entre los electrodos y únicamente son necesarios dos electrodos en movimiento.

b) se cuenta con una excelente profundidad de penetración y los efectos de pantalla son despreciables. Su principal desventaja es que su aplicación se restringe a áreas donde los cuerpos a prospectar presentan un fuerte buzamiento.

c) es fácil realizar el seguimiento de las anomalías a rumbo

d) se facilita la utilización de este arreglo en áreas donde la resistencia de contacto es alta, dado que se puede disminuir la resistencia de contacto entre los electrodos de corriente mediante la sustitución de electrodos de acero por electrodos fijos de aluminio o diversos materiales de alta conducción.

Dentro de las desventajas que presenta este arreglo son:

- la mala resolución a profundidad, dado que no es posible determinar la profundidad a la que se encuentran las anomalías.

- en la practica solo se mide el tercio central de la longitud de AB ya que en esta parte las líneas del campo eléctrico son aproximadamente horizontales.

- proporciona información a una misma profundidad de investigación

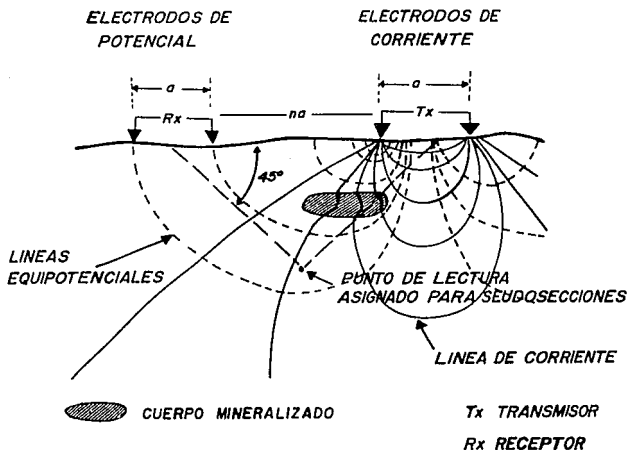
C) Dipolo - Dipolo

Este dispositivo es de gran utilidad en la exploración minera, presentando las siguientes ventajas (ver figura 3.1.4.3).

- a) presenta buena resolución para cualquier tipo de estructura
- b) tiene buena profundidad de penetración
- c) es un dispositivo simétrico, por tal motivo las anomalías detectadas se presentan en su posición real en el terreno.

Las desventajas que presenta este dispositivo son las siguientes:

- los levantamientos realizados con este dispositivo son lentos dado que se requieren cuatro electrodos en movimiento.
- al elaborar configuraciones con la información obtenida con este arreglo se obtienen en ocasiones curvas de forma compleja.



ARREGLO DIPOLO-DIPOLO MOSTRANDO LA DISTRIBUCION DE LINEAS DE CORRIENTE ELECTRICA Y EQUIPOTENCIALES PARA UN TERRENO HOMOGENO E ISOTROPICO.


U.N.A.M.			
FACULTAD DE INGENIERIA			
PROY. R.M.N. MATEHUAPIL, ZAC			
DISEÑO	CONSTRUCCIÓN		N° _____

fig. 3.1.4.3

- es susceptible a efectos de pantalla.

3.1.5 Interpretación

Previo a la interpretación es necesario representar en forma gráfica los resultados obtenidos, ya sea mediante perfiles, seudosecciones, configuraciones o secuencia de trazas anómalas.

Una vez que los resultados de una investigación de P.I. se han representado gráficamente, se esta en capacidad de efectuar la interpretación de dicha información. La etapa de interpretación consiste en encontrar una fuente o condiciones geológicas que sean capaces de producir efectos de polarización que tenemos representados en gráficas.

Es conveniente tener en cuenta que aunque se llegue a un modelo que sea capaz de adaptarse a los resultados obtenidos, no significa que la interpretación sea correcta. El modelo interpretado debe reinterpretarse a medida que se disponga de nueva información geológica, por lo tanto deberá de existir una estrecha colaboración entre los trabajos geológicos y geofísicos para el beneficio de la interpretación.

De lo anteriormente expuesto se puede concluir que la

interpretación de los resultados de un estudio de polarización inducida consiste en dos etapas.

A) Interpretación Cualitativa

Esta interpretación consistirá en delimitar las diferentes formaciones geológicas o tipos de rocas que afloren en el área de estudio, simplemente por observación de la variación en los valores de polarización inducida y resistividad aparente. También se seleccionan zonas anómalas donde se efectuaran mayores estudios, debido a que los valores de los parámetros medidos, hacen suponer que existen condiciones geológicas favorables para la existencia de algún depósito mineral que resulte económicamente explotable.

B) Interpretación Cuantitativa.

Esta interpretación consiste en determinar en las zonas anómalas, información referente a la localización del cuerpo polarizable, su profundidad debajo de la superficie del terreno, una estimación de sus propiedades físicas, tipo de material, forma, etc., determinaciones que permitirán recomendar una

verificación por perforación de diamante, para de esta forma obtener información directa y así comprobar las causas de la fuente polarizable.

Es conveniente hacer notar, que si estamos en presencia de un material polarizable, su respuesta dependerá de los siguientes factores.

- configuración de electrodos que se utilice.
- forma y tamaño de dicho material.
- ubicación del material con respecto al dispositivo de electrodos. Utilizado para el levantamiento.
- contraste de los valores de P.I. y Resistividad entre el material polarizable y el ambiente que lo rodea

3.2 RESISTIVIDAD

3.2.1 Introducción

Los métodos de exploración eléctrica se usan ampliamente en

distintos campos del estudio de las regiones, mapeo geológico, búsqueda de yacimientos minerales, de petróleo y gas, etc. Estos métodos se basan en el análisis de corrientes eléctricas que circulan dentro de la corteza terrestre, diferenciándose de los otros métodos geofísicos por su gran variedad y sus modificaciones, ya que se utilizan los campos eléctricos naturales, así como los campos eléctricos artificiales, tanto continuos como variables.

Si la corteza terrestre fuese totalmente homogénea, se observarían las mismas corrientes eléctricas en todos los puntos de la superficie, pero en realidad, las rocas que la componen se diferencian mucho por sus propiedades (densidad, susceptibilidad, resistencia, etc.), y forman dentro de ella distintas estructuras y cuerpos. Es por estas razones que la corriente eléctrica es dependiente de la resistividad de las rocas y de la forma de las capas, cambiando sus parámetros, tales como : dirección, intensidad, tensión, etc, lo cual tenemos la posibilidad de estudiar con ayuda de equipos especiales.

Midiendo los parámetros de la corriente eléctrica en distintos puntos de la superficie es posible hallar las zonas donde los mismos se diferencian notablemente con respecto a otras partes del área, o sea, hallar las anomalías eléctricas (no cuerpos directamente) relacionadas con las estructuras que contienen

los yacimientos minerales.

Para la exploración eléctrica, al igual que para los demás métodos geofísicos, el papel más importante lo juega la diferencia de propiedades físicas de las rocas, principalmente la diferencia de resistividades.

Resistividad eléctrica:

Las propiedades físicas de las rocas influyen sobre el carácter de la corriente eléctrica. La corriente continua depende principalmente de la resistividad eléctrica de las rocas y de su conductividad ($\varphi = 1/res.$) La resistividad eléctrica de las rocas se define como la resistencia de un cubo homogéneo con una dimensión de un metro por lado, por dentro del cual pasa una densidad de corriente eléctrica de 1 amp/m². Es por ello que en la exploración eléctrica se utiliza como unidad ohm - metro.

La conductividad eléctrica de las rocas es esencialmente de naturaleza electrolítica, es decir que se propaga en forma iónica, como sucede en las soluciones salinas, los metales y ciertos minerales como sulfuros metálicos, poseen conductividad electrónica. En las rocas y formaciones de la corteza terrestre a excepción de los minerales citados, la corriente se propaga en

realidad no dentro de los minerales sólidos que las constituyen, sino por el movimiento de los iones salinos contenidos en el agua que llena los espacios intersticiales o huecos. Por lo tanto la resistividad eléctrica de las rocas esta en función de:

- a) Cantidad de agua contenida por unidad de volumen.
- b) La resistividad de dicha agua, a su vez es función de la cantidad de sales disueltas en ella.
- c) De la estructura microscópica de la roca o formación.

Al analizar lo anteriormente expuesto, podría inferirse que las medidas eléctricas no se refieren a las rocas, sino al agua contenida, empero, esto sólo sucede cuando se trata de medios muy permeables, como gravas, arenas de grano grueso, etc. En el caso de rocas compactas, la repartición y naturaleza del líquido incluido tiene una relación definida con la parte sólida, por lo que siendo sumamente lento el movimiento de dicho líquido en la formación, se establece un equilibrio químico entre líquido y los granos minerales durante largo tiempo.

Las formaciones impermeables como las arcillas, tienen una resistividad uniforme, baja ($20 \text{ ohm} - \text{m.}$), si se depositaron en aguas saladas, y alta ($2 \times 10^3 \text{ ohm} - \text{m.}$) si se trata de depósitos continentales, pobres en iones. Las calizas generalmente tienen

valores altos de resistividad, en tanto que las rocas eruptivas alteradas son de baja resistividad (CRM 1992).

Cabe agregar que el geofísico no puede definir de que roca se trata con solo conocer el valor de resistividad, puesto que como se vera mas adelante están afectados por muchos factores.

Actualmente se utilizan muchos métodos para medir la resistividad eléctrica de las rocas en el laboratorio. Pero debemos saber que siempre existen diferencias entre los datos de campo y los datos de laboratorio, ya que en estos últimos utilizan muestras de tamaño determinado, un ejemplo de la resistividad obtenida en laboratorio sobre algunos elementos se observa en la tabla 2 (CRM 1992) mientras que en las áreas de estudio donde se realiza la exploración eléctrica, las mediciones se realizan para grandes volúmenes de roca, las cuales contienen distintos aisladores y conductores (tales como grietas con agua, minerales relleno de fisuras etc.), que cambian la resistividad, una idea de las resistividades que presentan las rocas en función de su humedad se presenta en la tabla 3 (CRM 1992).

Es por ello que prácticamente los datos de laboratorio caracterizan solamente la resistividad de pequeños volúmenes de roca, sin tomar en cuenta las condiciones geológicas y estructurales, que cambian por completo las propiedades

TABLA 2

ELEMENTO	MINERAL	FORMULA	CONTENIDO METALICO %	RESISTIVIDAD ohm-cm	
Aluminio (Al)	Bauxita	$Al(OH)_3$	34.7 Al	$2 \times 10^2 - 6 \times 10^3$	
		Al OOH	45.0 Al		
Antimonio (Sb)	Estibnita	Sb_2S_3	71.7 Sb	$10^5 - 10^{12}$	
Cobalto (Co)	Cobaldita	$CoAsS$	35.52 Co	$10^{-5} - 10^{-1}$	
Cobre (Cu)	Cobre nativo	Cu	100.0 Cu	1.72×10^{-8}	
		Cu_2S	79.9	$10^{-4} - 4 \times 10^{-2}$	
		Covelita	CuS	66.5	$1 \times 10^{-7} - 5 \times 10^{-5}$
		Calcopirita	$CuFeS_2$	34.7	$3 \times 10^{-5} - 5 \times 10^{-2}$
		Bornita	Cu_5FeS_4	63.3	$1.6 \times 10^{-6} - 6 \times 10^{-3}$
		Malaquita	$Cu_2(OH)_2/CO_3$	57.5	
Cromo (Cr)	Cromita	$FeCr_2O_4$	46.4 Cr	10^6	
Estaño (Sn)	Cassiterita	SnO_2	78.7 Sn	$4.5 \times 10^{-4} - 10^1$	
		Cu_2FeSn_4	27.6	$10^{-3} - 6 \times 10^3$	
Hierro (Fe)	Hematita	Fe_2O_3	70.00 Fe	$10^{-3} - 10^4$	
		Fe_3O_4	72.15	$10^{-2} - 10^2$	
		$FeCO_3$	48.21	7×10^3	
Manganeso (Mn)	Pirrolusita	MnO_2	63.2 Mn	$1.5 \times 10^{-3} - 30$	
		MnO_2	63.2 Mn	$6 \times 10^{-2} - 6 \times 10^{-3}$	
		$Mn_2O_3 \cdot 11/2O$	67.46	$1.8 \times 10^{-2} - 5 \times 10^{-1}$	
		Braunita	$Mn^{2+}Al_6^{4+}O_8/SiO_4$	61.6	$10^{-1} - 1$
Mercurio (Hg)	Cinabrio	HgS	86.2 Hg	2×10^7	
Molibdeno (Mo)	Molibdenita	MoS_2	60.0 Mo	$7.5 - 10^4$	
Níquel (Ni)	Pentlandita	$(Fe, Ni)_9S_8$	10-40 Ni	$10^{-6} - 10^{-5}$	
Plata (Ag)	Plata nativa	Ag	100.0 Ag	1.59×10^{-8}	
		Argentita	Ag_2S	87.0 Ag	1.7×10^{-3}
Plomo (Pb)	Galena	PbS	86.0 Pb	$2.6 \times 10^{-5} - 6 \times 10^{-1}$	
		Plomo nativo	Pb	100.0 Pb	21×10^{-8}
Titanio (Ti)	Ilmenita	$FeTiO_3$	31.6 Ti	$10^{-3} - 4$	
Uranio (U)	Uranita o Pitchblenda	$(U, Th)O_2$	81.1 U		
Wolframio (W) o Tungsteno	Wolframita	$Fe(WO_4)$	60.5 W	$10^3 - 10^7$	
		$Mn(WO_4)$	60.7 W	$10^3 - 10^7$	
Zinc (Zn)	Esferterita masiva	$(Zn, Fe, Mn, Cd)S$ pura ZnS	67.0 Zn	$1.8 \times 10^{-2} - 4 \times 10^4$	
Piritas	Arsenopirita	$FeAsS$		$10^{-4} - 10^1$	
	Pirita (masiva)	FeS_2		$10^{-4} - 10$	
	Pirrotita	$Fe_{1-x}S$		$2 \times 10^{-6} - 1.6 \times 10^{-4}$	
Minerales Industriales	Anhidrita	$CaSO_4$		10^9	
	Antracita C. bituminoso	C		$10^{-2} - 1$	
				$10^2 - 10^4$	
	Arcillas	Variable		$10 - 10^1$	
	Caliza	$CaCO_3$		5×10^{12}	
	Cuarzo	SiO_2		$2 \times 10^{14} \text{ } \mu\text{c } 10^{12} / \text{c}$	
	Halita	NaCl		$10^{10} - 10^{13}$	
	Magnesita	$MgCO_3$		Muy alta	
	Mica			$10^{11} - 10^{15}$	
	Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$			

TABLA 3

TIPO DE ROCA	RESISTIVIDAD ohm.m
Sedimentarias	
Areniscas	1-6.4x10 ⁸
Lutitas	20-2x10 ³
Calizas	50x10 ⁷
Dolomita	3.5x10 ² -5x10 ³
Igneas	
Riolita	-
Andesita	4.5x10 ⁴ (Hum.)-1.7x10 ² (seco)
Granito	4.5x10 ³ (Hum.)-1.3x10 ⁶ (seco)
Porfido	2.5x10 ³ (Hum.)-6x10 ⁴ (seco)
Diorita	1.9x10 ³ (Hum.)-2.8x10 ⁴ (seco)
Diabasa	20-5x10 ⁷
Basalto	10-1.3x10 ⁷ (seco)
Gabro	10 ³ -10 ⁶
Peridotita	3x10 ³ (Hum.)-6.5x10 ³ (seco)
Metamórficas	
Cuarcita	10-2x10 ⁸
Esquisto	20-10 ⁴
Mármol	10 ² -2.5x10 ⁸ (seco)
Serpentina	-
Pizarra	6x10 ² -4x10 ⁷
Gneiss	6.8x10 ⁴ (Hum.)-3x10 ⁶ (seco)

eléctricas de las rocas.

Como recomendación para los trabajos de campo, las resistividades que se deben de asignar a cada roca deberán de ser tomadas en donde sea posible de los datos proporcionados por un sondeo eléctrico vertical paramétrico, que permite determinar las resistividad de las rocas en condiciones naturales donde influyen todos los factores que alteran los datos de campo.

3.2.2 Fenómeno Físico.

Partiendo de la fórmula general de la ley de Ohm la cual establece que:

$$R = \frac{\Delta V}{I}$$

3.2.1

de donde

R = Resistencia (ohms)

ΔV = Diferencia de potencial (volts)

I = Intensidad de corriente (amperes)

por lo tanto se puede expresar que la resistencia de un

conductor, es proporcional a la fuerza electromotriz que pasa por él e inversamente proporcional a la intensidad de corriente.

$FEM = \text{Fuerza electromotriz}$

$FEM = \Delta V$

y según la fórmula

$$\rho = \frac{SR}{L}$$

3.2.2

que define a la resistividad, de donde:

$L = \text{longitud (metros)}$

$S = \text{área del conductor (metros)}$

$R = \text{resistencia (ohms)}$

substituyendo 3.2.1 en 3.2.2

$$\rho = \frac{S(\Delta V)}{I L}$$

de donde

$$\rho = \frac{\frac{S\Delta V}{I}}{\frac{L}{1}} = \frac{S\Delta V}{IL} \quad [\text{ohm} - \text{m}]$$

3.2.3

despejando la intensidad de corriente de la ecuación 3.2.3

$$I = \frac{S\Delta V}{\rho L}$$

3.2.4

Considerando que el valor de la diferencia de potencial $\Delta V = V_2 - V_1$ y la longitud del conductor $L = L_2 - L_1$ obtendremos la ley de Ohm en la forma siguiente:

$$I = \frac{S(V_2 - V_1)}{\rho(L_2 - L_1)}$$

Si consideramos ΔV o ΔL o la fórmula anterior quedará expresada por

$$I = \frac{S}{\rho} \cdot \frac{\partial V}{\partial L}$$

3.2.5

ya que $v_1 > v_2$, de donde:

$$I = -\frac{S}{\rho} \cdot \frac{\partial V}{\partial L}$$

3.2.6

y considerando que $1/\rho = \varphi$ (3.2.7) de donde $\varphi = \text{conductividad}$ sustituyendo (3.2.7) en (3.2.6)

$$I = -\varphi S \frac{\partial V}{\partial L}$$

3.2.8

$$J = \frac{I}{S}$$

3.2.9

de donde J = densidad de corriente; por lo tanto sustituyendo (3.2.8) en (3.2.9)

$$J = - \frac{\varphi S \frac{\partial V}{\partial L}}{S} = - \varphi \frac{\partial V}{\partial L}$$

3.2.10

A continuación se procederá a la determinación del campo eléctrico en un medio homogéneo, donde consideramos que en el punto 0 la corriente es igual a I y el potencial es igual a V (la fuente de corriente está fuera del punto 0 y del volumen estudiado).

$\frac{\partial V}{\partial X}$ = la variación del potencial a lo largo del eje X

$\frac{\partial V}{\partial Y}$ = la variación del potencial a lo largo del eje Y

$\frac{\partial V}{\partial Z}$ = la variación del potencial a lo largo del eje Z

3.2.11

de la ecuación 3.2.10 podemos obtener la densidad de corriente en los distintos ejes, de manera que:

$$J_x = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial x} = -\varphi \frac{\partial V}{\partial x}$$

$$J_y = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial y} = -\varphi \frac{\partial V}{\partial y}$$

$$J_z = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial z} = -\varphi \frac{\partial V}{\partial z}$$

3.2.12

Por lo tanto la densidad de corriente en todo el volumen se representa como:

$$J = J_x + J_y + J_z$$

$$J = -\varphi \left(\frac{\partial V}{\partial X} + \frac{\partial V}{\partial Y} + \frac{\partial V}{\partial Z} \right)$$

de donde :

3.2.13

$$\frac{\partial V}{\partial x} = \text{Gradiente } V_x$$

$$\frac{\partial V}{\partial y} = \text{Gradiente } V_y$$

$$\frac{\partial V}{\partial z} = \text{Gradiente } V_z$$

3.2.14

de 3.2.13 y 3.2.14 obtendremos

$$J = -\rho(\text{Gradiente}V_x + \text{Gradiente}V_y + \text{Gradiente}V_z)$$

J = El total de cargas eléctricas que entran en un volumen $V = xyz$, J' = al total de cargas eléctricas que salen del volumen por lo tanto:

$$J = J' ; J - J' = 0$$

3.2.15

este equilibrio no se observa solo para la densidad general sino también para las corrientes en distintas direcciones por lo tanto podremos escribir:

$$J_x = J'_x ; J_x - J'_x = 0$$

$$J_y = J'_y ; J_y - J'_y = 0$$

$$J_z = J'_z ; J_z - J'_z = 0$$

3.2.16

si consideramos una diferencial de volumen $dV = dx dy dz$, las diferencias de las densidades dJ_x , dJ_y , dJ_z serán iguales:

$$J_x - J'_x = dJ_x = 0$$

$$J_y - J'_y = dJ_y = 0$$

$$J_z - J'_z = dJ_z = 0$$

3.2.17

si recordamos la ecuación 3.2.9

$$J = \frac{I}{S} \quad \text{de donde} \quad I = Js$$

de donde la corriente que entra será igual a la que sale

$$I_x = J_x S_x = J_x dy dz ; I'_x = J'_x dy dz$$

$$I_y = J_y S_y = J_y dx dz ; I'_y = J'_y dx dz$$

$$I_z = J_z S_z = J_z dx dy ; I'_z = J'_z dx dy$$

3.2.18

de la ecuación 3.2.10 y 3.2.18 obtendremos $dI = I - I'$ para todas las componentes

$$dI_x = J_x dy dz - J'_x dy dz = \varphi \left(\frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial V'}{\partial x} \right) dy dz = 0$$

$$dI_y = J_y dx dz - J'_y dx dz = \varphi \left(\frac{\partial V}{\partial y} - \frac{\partial V'}{\partial y} \right) dx dz = 0$$

$$dI_z = J_z dx dy - J'_z dx dy = \varphi \left(\frac{\partial V}{\partial z} - \frac{\partial V'}{\partial z} \right) dx dy = 0$$

3.2.19

por lo tanto:

$$dI_x + dI_y + dI_z = 0$$

3.2.20

$$\left(\frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial V'}{\partial x}\right) dy dz + \left(\frac{\partial V}{\partial y} - \frac{\partial V'}{\partial y}\right) dx dz + \left(\frac{\partial V}{\partial z} - \frac{\partial V'}{\partial z}\right) dx dy = 0$$

3.2.21

dividiendo todo en $dV = dx dy dz$

$$\frac{1}{dx} \left(\frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial V'}{\partial x}\right) + \frac{1}{dy} \left(\frac{\partial V}{\partial y} - \frac{\partial V'}{\partial y}\right) + \frac{1}{dz} \left(\frac{\partial V}{\partial z} - \frac{\partial V'}{\partial z}\right) = 0$$

3.2.22

de donde :

$$\frac{1}{dx} \left(\frac{\partial V}{\partial x} - \frac{\partial V'}{\partial x}\right) = \frac{\partial^2 V}{\partial x^2}$$

3.2.23

por lo tanto de la ecuación 3.2.23 obtendremos

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0 \quad ; \quad \nabla^2 V = 0$$

3.2.24

que representa a la ecuación de Laplace en coordenadas cartesianas ya que :

$$\frac{V - V'}{\Delta x} = \frac{\partial v}{\partial X}$$

la fórmula 3.2.24 es muy importante para la exploración eléctrica y su significado físico es el siguiente:

La sumatoria de las corrientes eléctricas que entran en un volumen es igual a las corrientes eléctricas que salen del mismo, siempre y cuando que dentro del mismo no existan fuentes complementarias de corriente.

A continuación se estudiara el campo eléctrico de una fuente de corriente eléctrica en un medio homogéneo e isotrópico.

Por tal motivo es necesario considerar un electrodo puntual estudiando el campo eléctrico a su alrededor como se muestra en la figura 3.2.1.

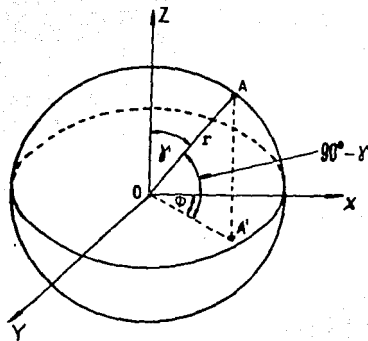


fig. 3.2.1

por tal motivo la ecuación de Laplace se representa en coordenadas esféricas donde:

$$x = r \cos \gamma \cos \phi$$

$$y = r \operatorname{sen} \gamma \cos \phi$$

$$z = r \operatorname{sen} \gamma$$

obteniéndose:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \operatorname{sen} \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\operatorname{sen} \phi \frac{\partial V}{\partial \phi} \right) + \frac{1}{r^2 \operatorname{sen}^2 \phi} \frac{\partial^2 V}{\partial \gamma^2} = 0$$

3.2.25

y considerando que el volumen es homogéneo no presentando variaciones en las direcciones ϕ y γ toda las derivadas por los ángulos ϕ y γ son iguales a cero reduciéndose la expresión

3.2.25 a:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) = 0$$

3.2.26

y calculando la integral de la formula 3.2.26 obtendremos :

$$r^2 \frac{\partial V}{\partial r} = c \quad ; \quad dV = \frac{c}{r^2} dr$$

3.2.27

$$\therefore \int dV = \int \frac{c}{r^2} dr \quad ; \quad V = -\frac{c}{r} + D$$

3.2.28

para que se cumpla la ecuación de Laplace en todos los puntos incluyendo $r \rightarrow \infty$ por lo tanto en la fórmula 3.2.28 $D = 0$ ya que $V = 0$. De donde deducimos que la intensidad de corriente I del medio será igual a la intensidad de corriente que sale del punto A.

Teniendo esto en cuenta y que la corriente es igual en todas direcciones, podemos calcular la densidad de corriente para una línea recta que sale del punto A mediante la fórmula:

$$dJ = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial r}$$

$$\therefore dI = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial r} ds \quad ; \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial r} = \text{cte}$$

$$I = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial r} s \quad \text{de donde } s = 4\pi r^2$$

$$I = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial r} (4\pi r^2)$$

3.2.29

y sustituyendo la ecuación 3.2.27 en 3.2.29

$$I = - \frac{1}{\rho} \frac{c}{r} (4\pi r^2)$$

$$I = - \frac{4\pi r^2}{\rho} c$$

3.2.30

de donde :

$$c = - \frac{I\rho}{4\pi r^2}$$

3.2.31

sustituyendo 3.2.31 en 3.2.28

$$V = -\frac{c}{r} = -\frac{\rho I}{4\pi r} \quad \text{y} \quad \frac{\partial V}{\partial r} = -\frac{I\rho}{4\pi r^2} = E$$

$$\therefore \frac{\partial V}{\partial r} = E$$

3.2.32

de donde $E =$ al gradiente de potencial.

Con esta última expresión nos da la superficie equipotencial de V para distintos valores de r .

La fórmula del potencial puede deducirse más fácilmente partiendo de la fórmula 3.2.10 de donde

$$J = -\gamma \frac{\partial V}{\partial L} = \frac{V_2 - V_1}{\rho \Delta L}$$

si consideramos la longitud L como el radio de la esfera $= r$ tendremos:

$$\frac{\Delta V}{\Delta L} = \frac{\Delta V}{\Delta r}$$

$$J = -\gamma \frac{\Delta V}{\Delta r}$$

3.2.33

y considerando la ecuación 3.2.6 para intensidad de corriente

$$I = -\gamma \frac{\Delta V}{\Delta r} s$$

3.2.34

$$I = -\gamma \frac{\Delta V}{\Delta R} 4\pi r^2$$

3.2.35

$$\frac{\Delta V}{\Delta r} = -\frac{I}{\gamma 4\pi r^2}$$

3.2.36

si $r \rightarrow 0 = dr$ y $\Delta V = dV$ por lo tanto obtendremos :

$$\frac{dV}{dr} = - \frac{I}{\gamma 4\pi r^2}$$

3.2.37

$$dV = - \frac{I}{\gamma 4\pi r^2} dr$$

integrando :

$$V = \frac{I}{\gamma 4\pi r}$$

3.2.38

recordando que

$$\frac{1}{\gamma} = \rho$$

$$V = \frac{\rho I}{4\pi r}$$

3.2.39

que será la ecuación que representa al potencial.

Los análisis desarrollados anteriormente muestran el campo eléctrico en un medio homogéneo e isotrópico pero en la realidad la exploración eléctrica se realiza en la superficie de la tierra donde existe la frontera tierra - aire por tal motivo a continuación estudiaremos el caso donde la fuente de corriente esta situada sobre la superficie del terreno.

En este caso toda la corriente se dirige sobre la mitad del medio (ya que el aire presenta una gran resistividad) por lo cual la densidad de corriente será mayor en dos veces y el potencial en este caso se calculará según la fórmula:

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r}$$

3.2.40

de donde la fórmula 3.2.40 se considera para un electrodo puntual.

En la exploración eléctrica se utiliza generalmente dos electrodos para introducir la corriente en el terreno y el

cálculo de sus potenciales se puede realizar mediante la siguiente fórmula:

$$V_A = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad ; \quad V_B = -\frac{\rho I}{2\pi r}$$

3.2.41

considerando que el electrodo A tiene la corriente positiva y el electrodo B tiene la corriente negativa como se muestra en la figura 3.2.2.

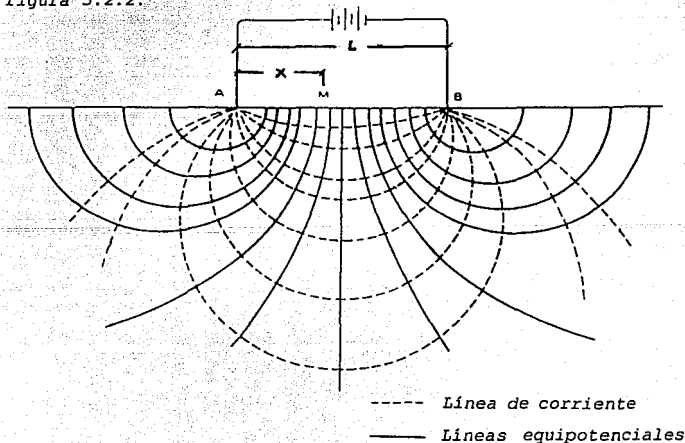


fig. 3.2.2

donde el potencial producido por los dos electrodos puntuales en un punto arbitrario M estará dado por:

$$V_{AM} = \frac{\rho I}{2\pi x} \quad ; \quad V_{BM} = \frac{\rho I}{2\pi(L - x)}$$

3.2.42

por lo tanto el potencial en el punto M será igual a:

$$V_M = V_{AM} + V_{BM}$$

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{x} - \frac{1}{L-x} \right)$$

3.2.43

de donde el gradiente de potencial quedara expresado por:

$$E = - \frac{dV}{dx} = - \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{x_2} - \frac{1}{(L - x_2)} \right)$$

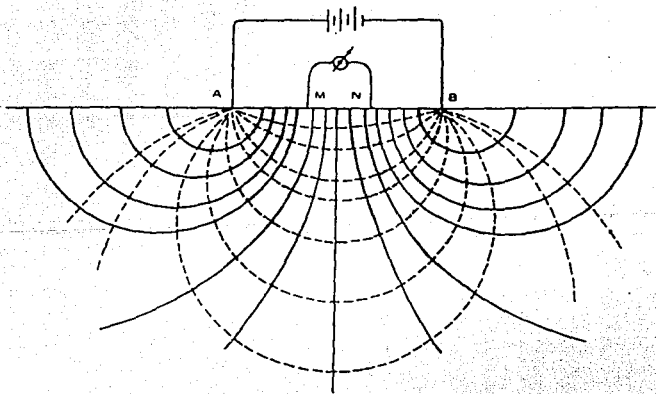
3.2.44

En la exploración eléctrica se utilizan dos electrodos entre los cuales se mide la diferencia de potencial, estos electrodos generalmente quedan designados como M y N y la diferencia de potencial entre estos dos puntos se calcula como:

$$\Delta V = V_M - V_N$$

3.2.45

y se ilustra en la figura 3.2.3



----- Líneas de corriente
 ——— Líneas equipotenciales

fig. 3.2.3

de donde :

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

3.2.46

sustituyendo 3.2.46 en 3.2.45

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right]$$

3.2.47

de donde

$$\rho a = \frac{\Delta V}{I} \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)}$$

3.2.48

de la ecuación 3.2.48 la intensidad de corriente I y la diferencia de potencial son intensidades que dependen de las características geológicas del subsuelo y de la relación:

$$K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}}$$

3.2.49

de donde K en la exploración geofísica se conoce como el factor geométrico y su valor dependerá de la disposición de los módulos de emisión y recepción en el terreno.

Dispositivos de medición

Existen varios dispositivos que pueden ser usados en los levantamientos de P.I. y Resistividad, los cuales pueden seleccionarse de acuerdo con la ecuación 3.2.46. Sin embargo, en un levantamiento de campo no se puede inicialmente determinarse a "priori" cual es mejor que otro, por lo que en la práctica se utilizan varios de ellos para analizar detenidamente los factores que intervienen y posteriormente seleccionar el más

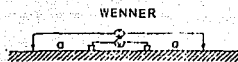
adecuado. Las características que se deben de conocer al efectuar cualquier prueba de Resistividad son:

- a) efectos cerca de la superficie,
- b) variaciones en la penetración de la corriente a profundidad,
- c) condiciones geológicas.

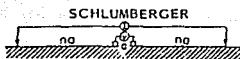
La experiencia hasta ahora, nos indica que es conveniente escoger un arreglo que permita emplear o simplificar las fórmulas de cálculo, para lo cual comúnmente se emplean parámetros constantes de espaciamiento entre uno y otro electrodo y al mismo tiempo se puede procurar que estos estén alineados.

Por otro lado se ha demostrado teóricamente que la penetración de la corriente en el subsuelo varía directamente a medida en que se aumenta la separación de el modulo de transmisión y el módulo de recepción.

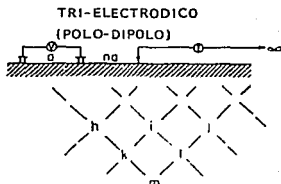
A continuación en la figura 3.2.4 se muestran las diferentes combinaciones de electrodos mas usuales y su correspondiente fórmula para el calculo de la resistividad aparente (Sumner 1985).



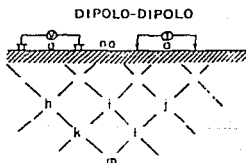
$$\rho = 2\pi \frac{V}{I} a$$



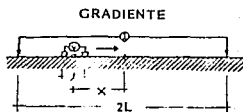
$$\rho = \pi \frac{V}{I} a(n+1)a$$



$$\rho = 2\pi \frac{V}{I} a(n+1)a$$



$$\rho = \pi \frac{V}{I} a(n+1)a(n+2)a$$



$$\rho = \frac{\pi}{2I} \left[\frac{(L^2 - x^2)^2}{L^2 \cdot x^2} \right] \frac{V}{I}$$



Concepto de anomalía

El término de anomalía se utiliza normalmente con cuatro acepciones de significado diferente en apariencia; es decir, de acuerdo con el interés de la persona que lo utilice la palabra anomalía significa: 1) una desviación del valor teórico de un campo físico. 2) una desviación de la uniformidad de la propiedades físicas, particularmente si es de interés para la exploración. 3) una porción de un perfil, sección o plano geofísico que es diferente en apariencia al resto de la información obtenida con el levantamiento. 4) un rasgo geofísico que puede asociarse con un yacimiento o rasgo geológico de interés.

Según el objetivo particular de un levantamiento, los rasgos geofísicos de interés sólo cubren en parte el rango de variaciones, de manera que el resto representa interferencias o ruidos que se requiere eliminar. Estos rasgos geofísicos de interés son los que en este trabajo se denominan con el nombre de anomalía.

El ruido que se recibe con la información del subsuelo se puede clasificar como:

- Ruido geológico.

Puede ser de más alta o más baja frecuencia que la de la respuesta y comprende los efectos de rasgos geológicos que no son de interés para el fin específico del levantamiento. La propia respuesta puede ser ruidosa de origen, debido a la anisotropía en las propiedades físicas del rasgo geológico de interés.

- Ruido de campo físico.

Es un ruido natural que afecta directamente el campo físico que se está midiendo o utilizando como sucede con las corrientes telúricas en los métodos eléctricos.

- Ruido producido por el hombre.

En esta categoría se incluye al ruido propio de los instrumentos geofísicos y al producido por obras construidas por el hombre, como pueden ser líneas de transmisión, gasoductos, minas, cercas, etc.

- Ruido Topográfico

Es el efecto que tiene la topografía en las observaciones geofísicas, el cual resulta con frecuencia muy difícil de eliminar.

En la exploración minera, las medidas de P.I. se realizan en conjunto con las medidas de resistividad, delineando zonas favorables para contener mineralización de sulfuros. Muchos de estos trabajos se realizan en terrenos montañosos donde los

efectos topográficos pueden producir anomalías engañosas. Por lo tanto, es importante comprender e incluir esos efectos en los modelos de interpretación.

Como se describió anteriormente, en el presente trabajo, los puntos de lectura fueron asignados a la intersección de líneas proyectadas a 45° , a partir de una línea imaginaria que une los centros de los dipolos. Este tipo de proyección produce una distribución de los puntos de lectura conforme a la topografía del terreno, sin embargo esto no debe confundirse con una corrección topográfica.

A continuación se muestra el efecto topográfico de datos sintéticos de resistividad aparente (Fox: et al, 1980) en donde se observan, según el tipo de topografía, la respuesta obtenida. se realiza también una comparación con el proceso realizado en el presente trabajo.

En los estudios de resistividad, los efectos topográficos son causados por el uso de factores geométricos diseñados para una tierra plana. La figura 3.2.5 ilustra los efectos generales de topografía en líneas de corriente y superficies equipotenciales, en un medio homogéneo y para una fuente de corriente distante.

Las líneas de corriente divergen por debajo de una cuesta y convergen por debajo de un valle, por lo tanto, las superficies

equipotenciales asociadas, normales a las líneas de corriente, también divergen bajo una cima, esto produce diferencias de potencial menores, relativas a una tierra plana y por lo tanto una baja resistividad aparente. En un valle, la convergencia de superficies equipotenciales provoca una alta resistividad aparente. Claro que las líneas de corriente y superficies equipotenciales son más complejas para el arreglo electródico Dipolo-Dipolo que las que se muestran en la figura 3.2.5.

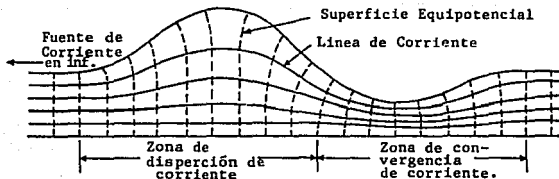


fig 3.2.5 Efecto de topografía sobre la líneas de corriente y superficies equipotenciales

Debido a que las medidas de P.I. son normalizadas, la fuente de corriente y la dispersión producida por una superficie de terreno irregular, no afecta significativamente los datos de P.I. Sin embargo, los efectos topográficos en estudios de P.I. están presentes debidos a variaciones en la distancia entre los electrodos superficiales y un cuerpo polarizable relativo a una tierra plana. Por lo que en el caso de que no se consideren estos efectos se estaría sobre evaluando las dimensiones del

cuerpo productor de dicha anomalía.

Del trabajo realizado por Fox sobre el efecto del terreno en anomalías de resistividad, se muestran tres tipos básicos de topografía, un valle, una cima y una pendiente.

Un valle origina una baja resistividad aparente en el centro de la pseudosección, flanqueado por zonas de resistividad aparente alta, como se muestra en la figura 3.2.6, un valle puede producir una amplia anomalía de baja resistividad la cual fácilmente puede ser mal interpretada como una evidencia de un conductor sepultado.

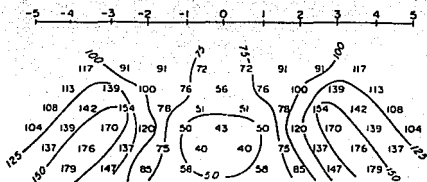
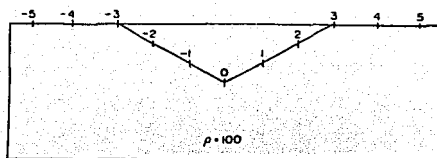


fig. 3.2.6

En la figura 3.2.7, se muestra el efecto de una cima, en donde

la anomalía de resistividad es opuesta a la de un valle, mostrando alta resistividad en el centro, flanqueada por zonas de baja resistividad. La buena definición de las zonas de baja resistividad a los lados del alto, pueden ser tomados erróneamente como indicativos de cuerpos conductores sepultados, o de otro modo, el alto efecto del terreno puede enmascarar la respuesta de una zona conductora bajo la cima, como se observa en la figura 3.2.7.

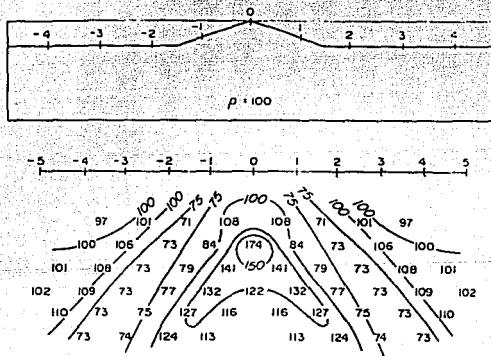


fig 3.2.7

La anomalía de resistividad producida por una pendiente se muestra en la figura 3.2.8, en donde se observa que una baja resistividad ocurre cuando el dipolo de transmisión está sobre

la pendiente (posiciones -2, -1) y el dipolo de recepción está posicionado a la derecha. Una resistividad alta ocurre cuando el dipolo de transmisión está en la pendiente y el dipolo de recepción está posicionado a la izquierda, en distancias decrecientes. Nuevamente el efecto del terreno puede ser interpretado en forma errónea como una zona conductiva.

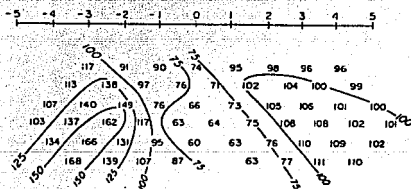
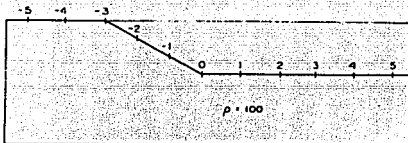


fig.3.2.8

Tomando los ejemplos anteriores se graficaron los valores de resistividad conforme al procedimiento de distribuir los puntos de lectura respecto a la topografía, para así poder realizar una comparación gráfica entre las diferentes pseudosecciones. Como se muestra en las figuras 3.2.9, 3.2.10, 3.2.11, se ratifica el

hecho de que no se trata de una corrección topográfica sino de una redistribución de datos respecto a la topografía.

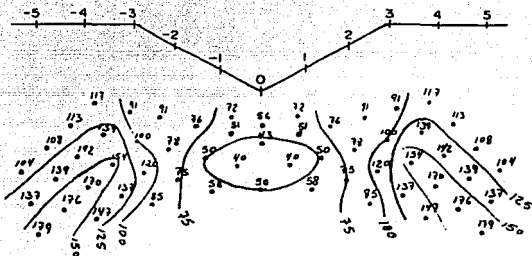


fig.3.2.9

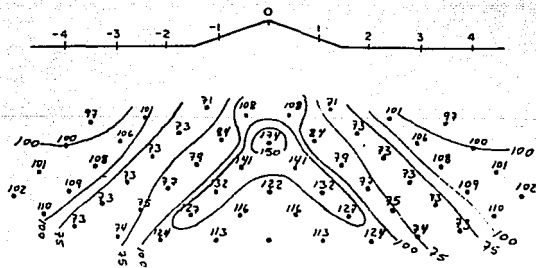


fig.3.2.10

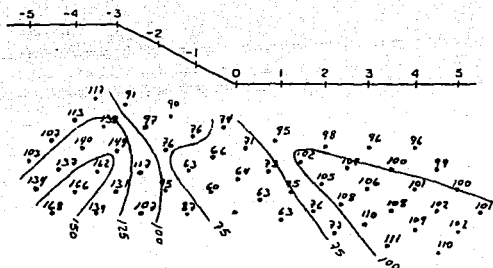


fig.3.2.11

CAPITULO 4 TRABAJOS REALIZADOS

4.1 Topografía

Tomando como punto de partida la obra minera La Soledad (ver figura 2.1.1) se realizó el trazo y nivelación de nueve líneas, estacadas cada 50 metros, la separación entre líneas fue de 100 a 200 metros según los requerimientos del área, además se trazaron con brújula y cinta cinco líneas de diferentes longitudes y se estacaron cada 25 metros. El desglose real, así como su rumbo y kilometraje se muestra en la tabla 4.

4.2 Geofísica

Se levantaron nueve líneas de rumbo NE 7° SW con los métodos eléctricos de polarización inducida y de resistividad, utilizando el arreglo electródico de dipolo-dipolo con las siguientes especificaciones: $a=100$ m. ; $n= 1$ y 3 ; $a=$ m. ; $n=2$, para obtener tres niveles de investigación además se realizó el levantamiento de seis líneas de rumbo E-W de diferentes

TABLA 4

<u>LINEA</u>	<u>ARREGLO</u>	<u>RUMBO</u>	<u>LONGITUD</u>
	Dipolo-Dipolo P. I. RESISTIVIDAD	Gradiente P. I. RESISTIVIDAD	
1-100	2600		NE 7 2600
1-140	2550		" 2550
1-160	2000		" 2000
1-180	2000		" 2000
1-200	1600		" 1600
1-220	2500		" 2500
1-260	2700		" 2700
1-300	2400		" 2400
1-340	2400		" 2400
1-230		800	E-W 800
1-220		1600	" 1600
1-210		1000	" 1000
1-200		1000	" 1000
1-185		1600	" 1600
1-1400		2000	" 2000
-----	-----	-----	-----
total	20750	8000	2875

longitudes, consideradas como detalle, utilizando el arreglo electródico de gradiente (ver figura 2.1.1), con las siguientes especificaciones AB variable y MN= 25 m.

4.3 Equipo

El equipo básico necesario para los trabajos de exploración eléctrica está constituido principalmente por tres módulos, los cuales se describen brevemente a continuación (ver figura 4.3.1).

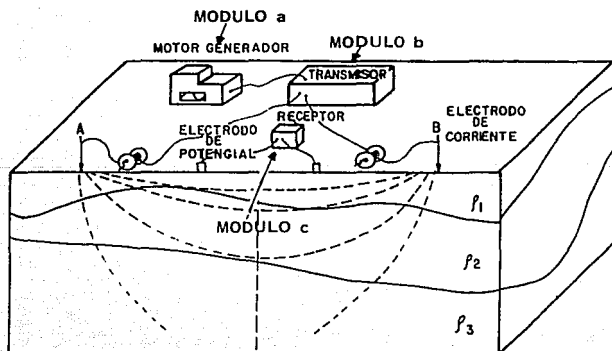


fig. 4.3.1

a) Módulo de energía

Esta constituido de un motor generador el cual produce una corriente alterna. Estos motores se pueden clasificar en estacionarios o portátiles en base a sus dimensiones y potencia.

b) Módulo de transmisión

Este modulo se encarga de recibir la corriente alterna producida por el modulo de energía, de ampliarla y rectificarla, teniendo un control de la señal de salida, tanto en potencia como en duración.

En el caso de trabajar en el dominio del tiempo este módulo produce una señal de corriente continua en pulsos de 2,4,8 ó más segundos, la señal es enviada al subsuelo mediante electrodos, los cuales se clavan físicamente en el terreno.

c) Módulo de recepción

Este módulo esta diseñado para recibir la señal enviada por el modulo de transmisión, la cual es distorsionada al pasar por las diferentes unidades geológicas. Esta señal contiene información tanto de P.I. como de resistividad.

La señal es recibida por medio de electrodos especiales

denominados " impolarizables ". El equipo utilizado para el presente estudio fue el siguiente:

- trasmisor de polarización inducida y resistividad, marca scintrex modelo TSQ-3
- receptor de polarización inducida y resistividad, marca scintrex modelo IPR-8
- varillas con acero inoxidable
- tazas impolarizables
- carretes con alambre calibre 14
- tránsito
- brújula y cinta

4.4 Personal

La brigada geofísica de campo se integró por el siguiente personal:

- 2 ingenieros geofísicos
- 2 técnicos geofísicos
- 1 técnico topógrafo

CAPITULO V OBTENCIÓN Y PRESENTACIÓN DE LA INFORMACIÓN

OBTENCION DE INFORMACIÓN

En la práctica, de la prospección eléctrica se emplean 3 técnicas distintas para la obtención de información, donde se involucra tanto la distribución espacial y densidad de puntos de observación, así como el volumen de material involucrado. A continuación se describen brevemente dichas técnicas.

1) Técnica de perfiles

Se trata de una técnica de reconocimiento que se aplica para obtener información bidimensional o para exploración lateral a una profundidad de investigación constante, como sucede en los métodos de campo estático y dinámicos de donde es posible controlar hasta cierto punto el volumen de material involucrado en la observaciones.

Esta técnica consiste en el levantamiento de líneas, no

necesariamente rectas, a lo largo de las cuales se registra la información en forma discreta, en puntos espaciados, de acuerdo con el objetivo del levantamiento. La separación entre líneas es generalmente mucho mayor que el espaciamiento entre las estaciones de lectura, en cuyo caso la información se considera como bidimensional.

Esta técnica generalmente se emplea en el dispositivo gradiente el cual presenta una profundidad de investigación aproximadamente constante, tanto para estudios de P.I. como de Resistividad (ver figura 5.1)

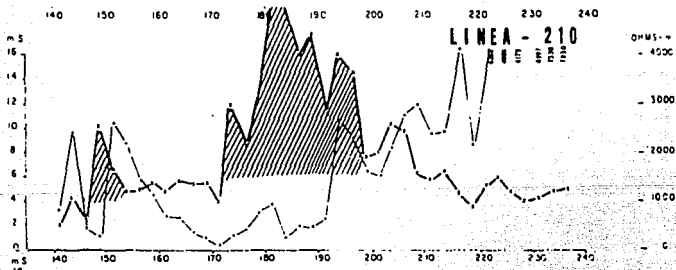


fig. 5.1

2) Técnica de Seudosecciones.

Se trata de una técnica de alta resolución para la obtención de

información bidimensional, utilizando diferentes separaciones en los módulos de Transmisión - Recepción, los cuales se abren y se desplazan de manera tal que se obtenga un resultado combinado de exploración lateral y vertical.

Esta técnica se emplea comúnmente en el levantamiento de sondeos eléctricos verticales alineados, así como en los estudios donde se utilizan los arreglos Polo - Dipolo y Dipolo - Dipolo, etc (ver figura 5.2). Esta técnica es aplicable para estudios tanto de P. I. como de Resistividad.

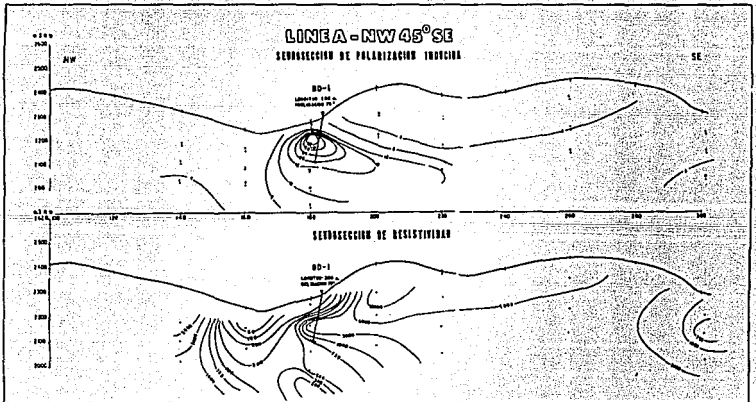


figura 5.2

3) Técnica de mapeo

Se utiliza para obtener información tridimensional, empleándose en los siguientes casos: a) levantamiento de perfiles y/o pseudosecciones sobre líneas equiespaciadas, b) levantamientos de sondeos eléctricos verticales sobre rejillas cuadradas o rectangulares. En estos casos se puede hablar de que se trata de un levantamiento de semidetalle y detalle.

Presentación de la información:

De la aplicación con el método de gradiente, en el presente estudio se elaboraron seis perfiles combinados de P.I. y Resistividad a escala 1:5000 con una densidad de muestreo de $MN=25$ m (ver lámina 1). En estos perfiles se asigno como punto de atribución el centro de los electrodos de potencial MN.

Se elaboraron también un plano en planta a escala 1:5000 de valores residuales de P.I. y Resistividad, obtenidos con el método de gradiente. (ver lámina 2)

De la información obtenida con el arreglo eléctrico Dipolo - Dipolo se elaboraron 10 pseudosecciones de P.I. y Resistividad a escala 1:5000 con tres diferentes niveles de investigación,

a=100m con $n = 1$ y 3, a= m con $n = 2$, para la elaboración de las pseudosecciones se consideró como punto de asignación de las lecturas a la intersección de las líneas proyectadas a 45° a partir de una línea imaginaria que une los centros de los dipolos y que parte de el centro de estos (electrodos de potencial y de corriente), como se ilustra en las láminas 3,4,5,6 y 7.

Se elaboraron tres planos en planta a escala 1:5000, para P.I. y tres planos en planta escala 1:5000 para Resistividad.

Estos planos se obtuvieron de la proyección vertical a superficie de los puntos asignados en las pseudosecciones para los diferentes niveles de investigación. (ver láminas 8,9,10,11,12 y 13)

VI Interpretación

Para expresar con mayor claridad los resultados de este estudio, se explicaran primeramente los resultados obtenidos con el arreglo Dipolo - Dipolo en sus tres niveles de exploración y posteriormente los resultados del arreglo Gradiente.

Arreglo Dipolo - Dipolo:

Con este arreglo se obtuvo la respuesta de la caliza de la formación Zuloaga, presentando con el método de P.I. valores menores a ocho milisegundos, en sus porciones sanas, por lo que, a este se le considero el nivel de fondo para el área y los valores iguales o mayores se consideraron anómalos.

Por el método de resistividad se obtuvo que la formación Zuloaga presenta valores entre 1000 y 10,000 ohms-metro, por lo tanto, los valores menores a estos se consideraron anómalos.

En el área se obtuvieron tres zonas anómalas por el método de P.I. denotándose en los planos como anomalías I, II, III, (ver laminas 8,10 y 12).

La anomalía I en el primer nivel de exploración $a = 100$ m, $n = 1$ (como se muestra en la lamina 8) se localiza entre las líneas 180 y 260, con una forma alargada (300 m de ancho por 800 m de largo) y una tendencia SW NE formada por dos altos, presentando su mayor intensidad (16 milisegundos sobre el nivel de fondo) el alto de la porción SE en la línea 180, estación 210. Dicha anomalía esta controlada por dos sistemas de fallamiento, una con rumbo SW NE y otra con rumbo NS: la primera es la que delimita la zona anómala y la segunda forma bloques dentro de esta.

A profundidad (200 y 300 m aproximadamente) la anomalía sigue regida por el mismo patrón de fracturamiento, alargándose hacia el SW y extendiéndose hacia el S, siguiendo la zona de falla en la cual se encuentra emplazada la veta Soledad (láminas 3,5,10 y 12).

Por el método de resistividad en su primer nivel de exploración $a=100$ m, $n = 1$ (ver lámina 9) se obtuvo una anomalía (bajo resistivo) que se correlaciona con la anomalía de P.I., localizada entre las líneas 160 y 180, entre las estaciones 180 y 230, estando controlada por el mismo patrón de fallamiento que la anomalía de P.I. (como se puede observar en la lámina 4).

Dicha anomalía a profundidad se extiende hacia el sur sobre la línea 180, siguiendo la falla donde se encuentra emplazada la

estructura la Soledad. Además este tren anómalo de baja resistividad continua hacia el Oriente interpretándose como una zona de fracturamiento en la caliza, que limita el contacto marginal del intrusivo (ver lámina 13).

De estos resultados se obtuvo la siguiente interpretación:

La porción de la anomalía de P.I. que se encuentra entre las líneas 180 y 220 corresponde a un bloque levantado de trescientos por cuatrocientos metros cuya anomalía puede ser la integración de un sistema de vetas de rumbo NS, incluyendo a la estructura la Soledad, la cual, esta emplazada en una falla que margina al bloque en el extremo Poniente.

La mineralización en este bloque se encuentra más superficial que en donde se ubica la obra minera la Soledad (en la zona de la obra minera se estima que la zona de sulfuros se encuentra a una profundidad mayor de 250 m, como se aprecia en la seudosección de la línea 180, lámina 4).

Las anomalías de P.I. denominadas II y III no presentan interés geológico minero debido a que se originaron por las lutitas arcillosas de la formación La Caja.

Arreglo Gradiente:

Este arreglo se aplicó como detalle sobre el bloque más anómalo de la respuesta de P.I. obtenida con el arreglo Dipolo- Dipolo, con la finalidad de conocer el comportamiento superficial del cuerpo productor de la anomalía.

Por el método de P.I. se obtuvo la misma anomalía y con la misma extensión, indicando adicionalmente que la mineralización puede estar emplazada en varias vetas paralelas de rumbo NS, dentro de un bloque levantado, tomando en cuenta que con el arreglo Gradiente se obtiene información superficial.

El bloque esta delimitado por fallas de rumbo SW NE y NW SE con dimensiones de 300 por 400 m, como se observa en la lamina 1,2 y 8.

Por el método de resistividad se obtuvo un bajo resistivo que tiene las mismas características que la anomalía de P.I. (como se observa en la lamina 7).

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones:

De la interpretación geofísica realizada en el área la Soledad se obtuvieron tres anomalías de P.I. las cuales se denominaron anomalía I, II y III, siendo la de mayor interés la anomalía I debido a que se interpretó que es producida por sulfuros. Las anomalías II y III restan de interés ya que se correlacionan geológicamente con la formación La caja formada por horizontes de lutitas arcillosas, las cuales dan un efecto de P.I. y un bajo de resistividad. Por tal motivo se mencionan a continuación las conclusiones obtenidas de la anomalía I.

a).- Un bloque marginado por fallas de rumbo NE-SW, delimita la zona anómala I de P.I. Dentro de este bloque se presenta el alto de mayor interés (8 Y 20 mseg.) localizado entre la línea 180 y 220.

b).- Esta anomalía de P.I. se considera originada por sulfuros emplazados a poca profundidad, del orden de 30 a 50m como lo

indica el levantamiento del arreglo gradiente y el arreglo Dipolo-Dipolo en la sección de la línea 180, (láminas 1 y 4) la anomalía del arreglo gradiente se interpreta como la respuesta de un sistema de vetas de rumbo N-S dentro de un bloque de m. por m. marginado por fallas de rumbo NE-SW y N-S en el que la veta Soledad corresponde a la falla que margina al bloque en su extremo poniente.

En las láminas 3 y 6 se representan anomalías de P.I. a profundidades de 200 a m dentro del tren anómalo de la zona 1 hacia los extremos NE y SW de esta zona anómala sugiriendo mineralización de sulfuros a una profundidad mayor a los m.

En la zona de la obra minera de la veta Soledad la mineralización debe presentarse en forma de óxidos debido a que la anomalía de P.I. refleja mineralización de sulfuros a una profundidad mayor a 250m. (lámina 5).

e).- La anomalía de P.I. de interés se encuentra dentro de calizas masivas de la formación Zuloaga por lo que se descarta la posibilidad de un origen litológico .

f).- La anomalía de baja resistividad de forma alargada (lámina 9 y 11) sugiere la presencia de un bloque levantado indicando una zona de fracturamientos en las calizas que limitan el

contacto marginal del intrusivo, la correlación con la anomalía de P.I. no es exacta.

Recomendaciones:

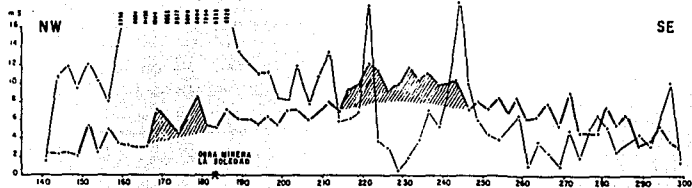
Para entender mejor el aspecto estructural es recomendable hacer una correlación de los resultados geofísicos con la geología y los resultados de geoquímica para una mejor selección de los objetivos de barrenación.

En base a la interpretación geofísica de la anomalía de P.I. se recomienda realizar un barreno exploratorio sobre el bloque que manifiesta mineralización más somera, las características de este barreno son:

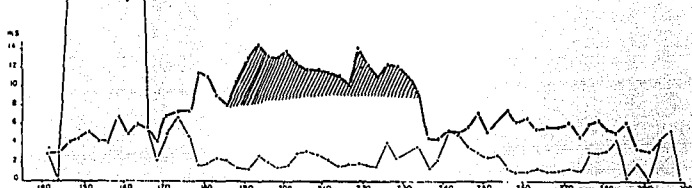
localidad 50m al SE 45° de la estación 210 línea 180 rumbo NW 45° Inclinación 79°

Como se puede observar en las láminas 4 y 7 .

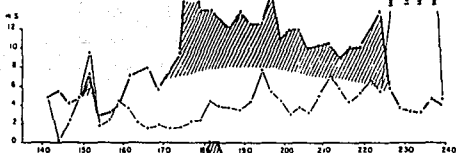
LINEA - 140



LINEA - 185



LINEA - 200



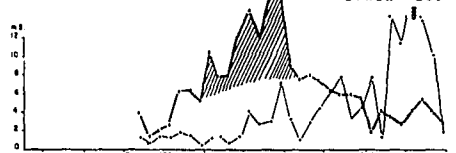
LINEA - 210



LINEA - 220



LINEA - 230



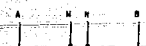
EXPLICACION

PERFIL DE P.E.

PERFIL DE RESISTENCIA

ZONA ANOMALA DE P.E.

ARREDOLO DE ELECTRODOS
CORRIENTE

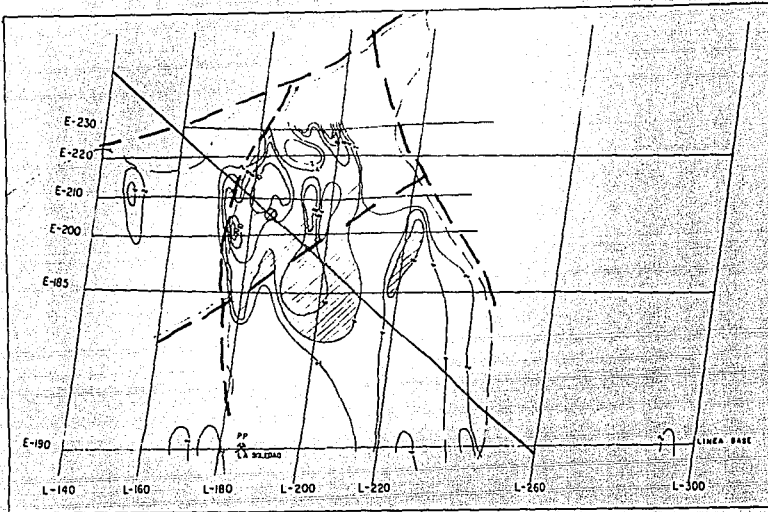


AB=1000 y 800m MN=25

ESCALA 1:5,000 METROS

FACULTAD DE INGENIERIA
 PROY. R.M.N. MATEHUAPIL, ZAC
 PERFILES DE P.E. Y RES.T.
 ARREDOLO GRADIENTE. L-140
 L-185, L-200, L-210, L-220, L-230

POLARIZACION INDUCIDA (RESIDUAL)



EXPLICACION
GEOLOGIA

ARROYO _____ ↗
 OBRA MINERA _____ ✕

GEOFISICA

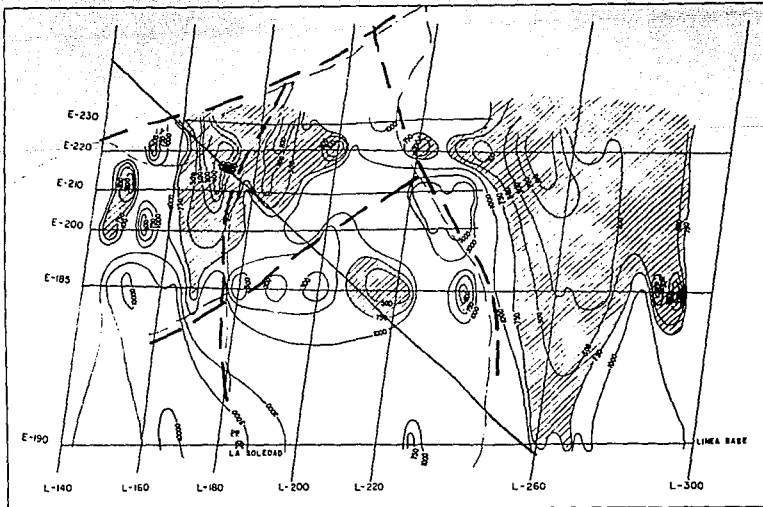
ZONA ANOMALA DE P I _____ (○)
 ZONA ANOMALA DE RESISTIVIDAD _____ (□)
 FALLAS INTERPRETADAS _____ (—)
 BARRERO RECONOCIDO _____ (⊕)

ARREGLO DE ELECTRODOS
GRADIENTE



ESCALA 1 : 5,000 METROS
 0 50 100 150

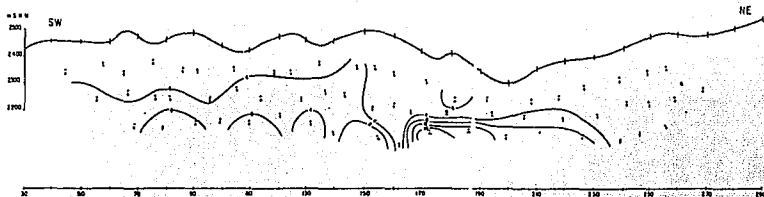
RESISTIVIDAD



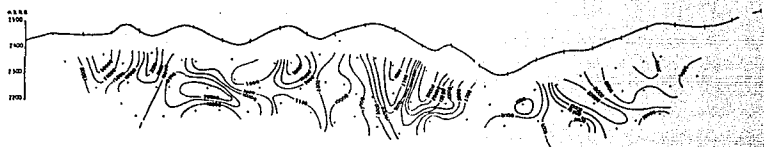
U.N.A.M.	
FACULTAD DE INGENIERIA	
PROY. R.M.N. MATEHUAPIL, ZAC	
PLANO DE POLARIZACION INDUCIDA (RESIDUAL) Y RESISTIVIDAD	
AMEA: LA SOLEDAD	
1971	NO. 2

LINEA-100

SEUDOSECCION DE POLARIZACION INDUCIDA

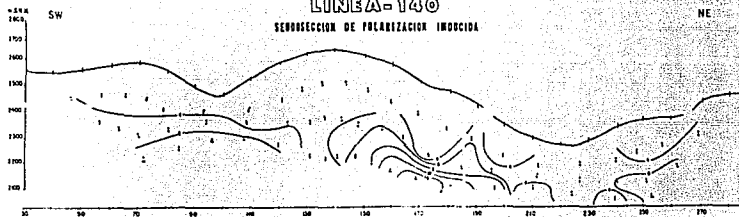


SEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD

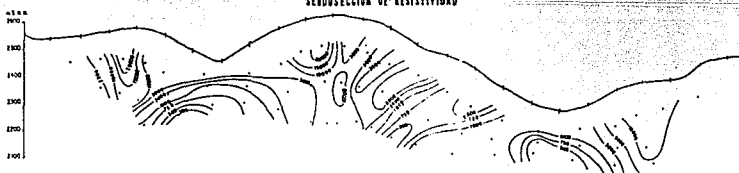


LINEA-140

SEUDOSECCION DE POLARIZACION INDUCIDA



SEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD



EXPLICACION
GEOLOGIA

GEOFISICA

2000 HORAS DE P.I.

2000 HORAS DE RESISTIVIDAD

OPERA POR EL INGENIERO

2000 HORAS DE P.I.

2000 HORAS DE RESISTIVIDAD

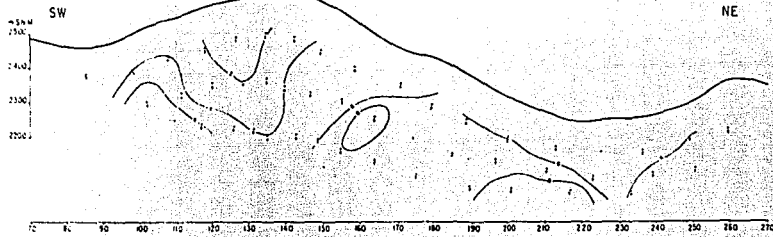
1:10000

U.N.A.M.	
FACULTAD DE INGENIERIA	
PROY. R.M.N. MATEHUAPIL, ZAC	
SEUDOSECCIONES DE P.I. Y RESISTIVIDAD. L-100, L-140	
FECHA	NO. 3
PROFESOR	
ESTUDIANTE	

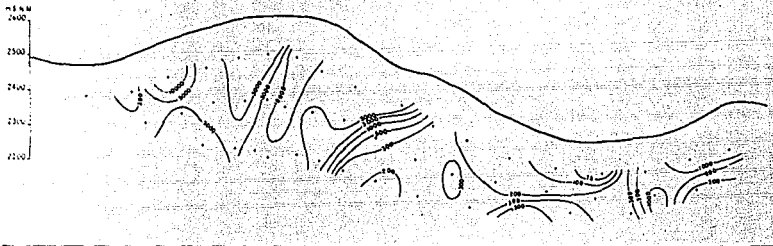
TESIS PROFESIONAL

LINEA-160

SEUDOSECCION DE POLARIZACION INDUCIDA

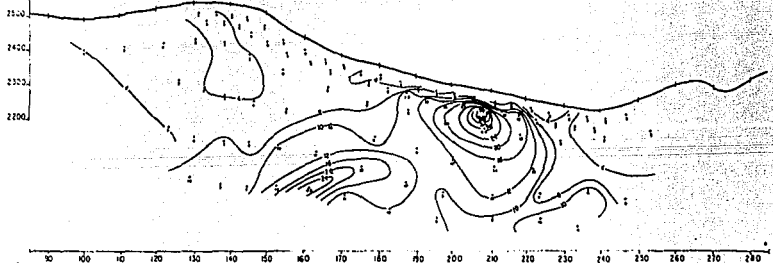


SEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD

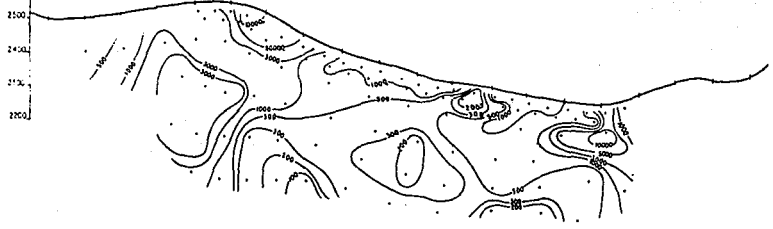


LINEA-180

SEUDOSECCION DE POLARIZACION INDUCIDA



SEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD



EXPLICACION
GEOLOGIA

GEOFISICA

ZONA ANOMALIA M. P. I.

ZONA ANOMALIA DE RESISTENCIA

ARTIFICO UTILIZADO SPW-0-SM-0

σ=100 . n. y 3

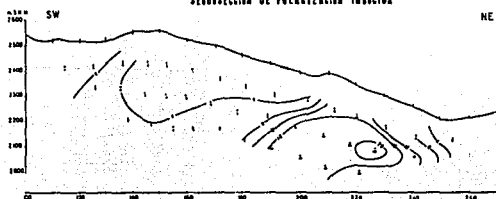
σ=200 . n. 2

Escala 1:5,000 METROS

U.N.A.M.	
FACULTAD DE INGENIERIA	
PROY. R.M.N. MATEHUAPIL, ZAC.	
SEUDOSECCIONES DE P.I. Y	
RESISTIVIDAD. L-100, L-100	
1977	1977

LINEA-200

SEUDOSECCION DE POLARIZACION INDUCIDA



SEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD



EXPLICACION
SÍMBOLOS

DEFINICION

UNA ANOMALIA DE ρ_1

UNA ANOMALIA DE RESISTIVIDAD

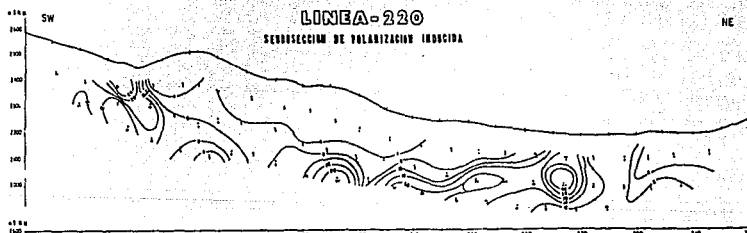
LEGENDA SIMBOLOS-VALORES

0.005 , 0.015
0.050 , 0.15



LINEA-220

SEUDOSECCION DE POLARIZACION INDUCIDA



SEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD

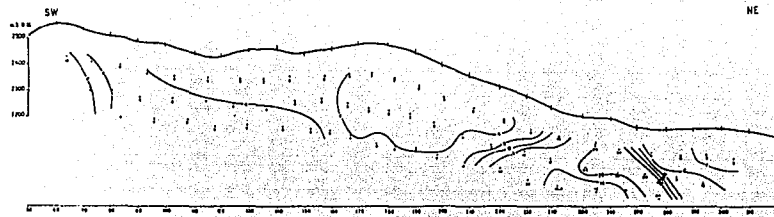


U. N. A. M.			
FACULTAD DE INGENIERIA			
PROY. R.M.N. MATEHUAPIL, ZAC			
SEUDOSECCIONES DE P.I. Y			
RESISTIVIDAD. L-200. L-220			
FECHA	PROFESOR	ALUMNO DE PRACTICA	GRUPO
1988	DR. JOSE LUIS GARCIA	JOSE LUIS GARCIA	Nº 5

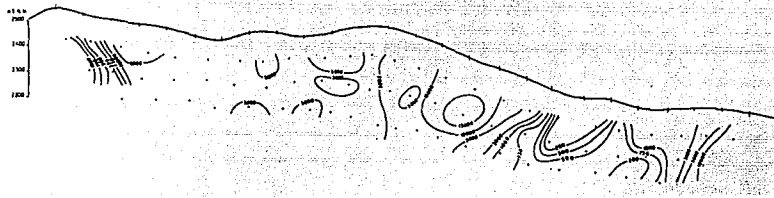
TESIS PROFESIONAL

LINEA-260

SENOSECCION DE POLARIZACION INDUCIDA

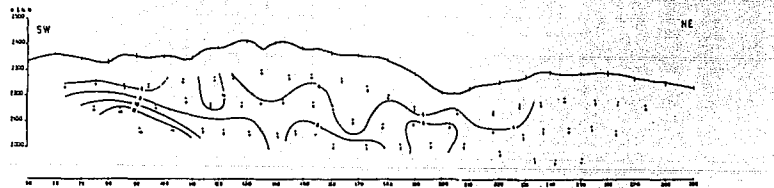


SENOSECCION DE RESISTIVIDAD



LINEA-300

SENOSECCION DE POLARIZACION INDUCIDA

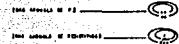


SENOSECCION DE RESISTIVIDAD



EXPLICACION
GEOLOGIA

GEOFISICA



ESCALA GEOMETRICA (1:10000)
 1:1000
 1:2000

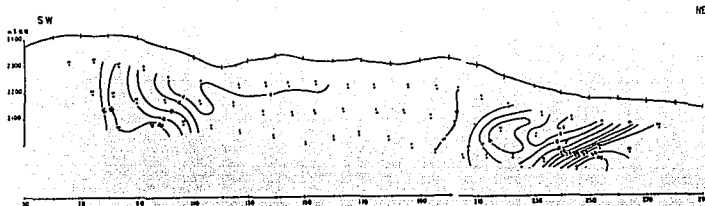


U N A M	
FACULTAD DE INGENIERIA	
PROY. R.M.N. MATEHUAPIL ZAC	
SENOSECCIONES DE P.I. Y	
RESISTIVIDAD. L-260, L-300	

TESIS PROFESIONAL

LINEA - 340

SEUDOSECCION DE POLARIZACION INDUCIDA

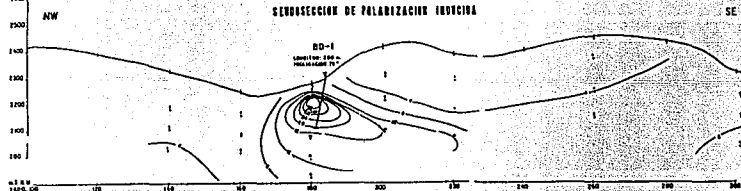


SEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD

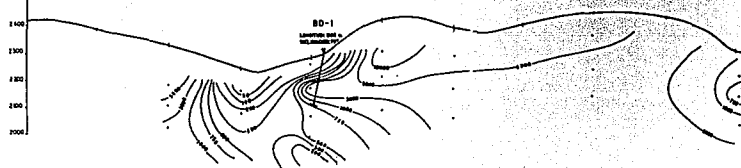


LINEA - NW 45° SE

SEUDOSECCION DE POLARIZACION INDUCIDA



SEUDOSECCION DE RESISTIVIDAD



EXPLICACION
GEOLOGIA

GEOFISICA

1000 OHM.M. DE RES.

1000 OHM.M. DE RESISTIVIDAD

ANCHO DE SECCION 100M

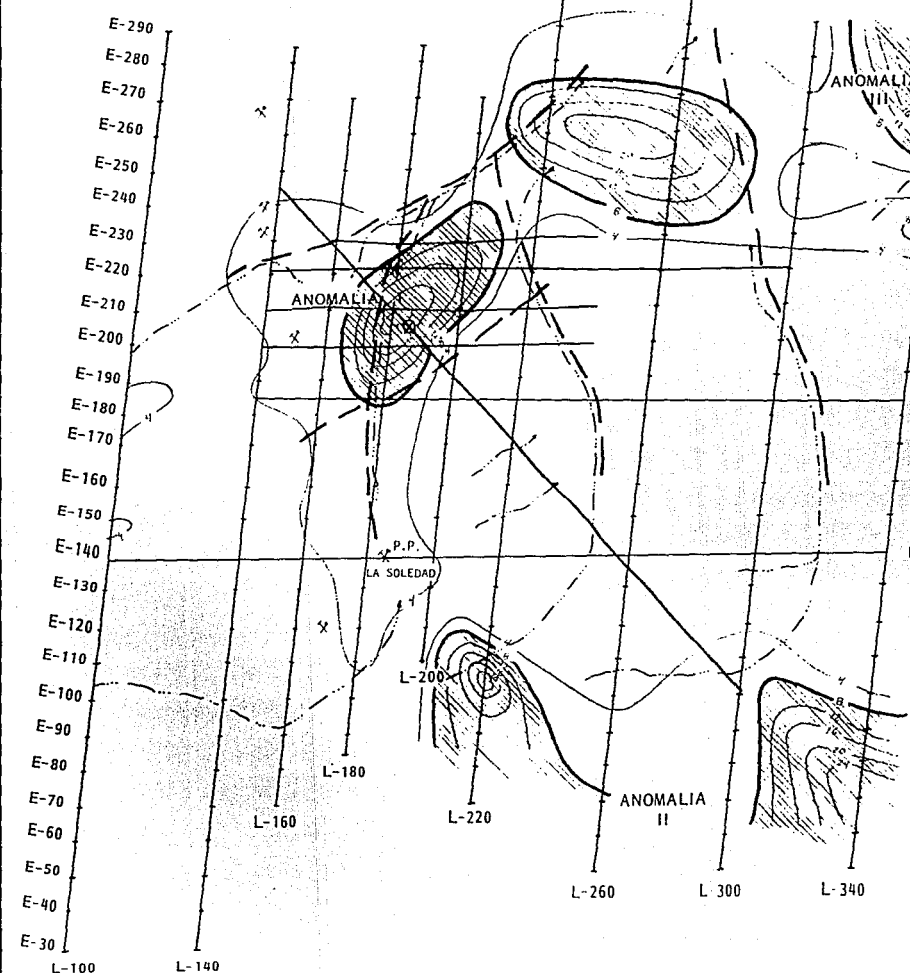
1:1000

1:1000

ESCALA 1:1000

U.N.A.M.											
FACULTAD DE INGENIERIA											
PROY. R.M.N. MATEHUAPIL, ZAC											
SEUDOSECCIONES DE P.I. Y											
RESISTIVIDAD. L-340, L-450											
<table border="1"> <tr> <td>FECHA</td> <td>1980</td> </tr> <tr> <td>PROYECTO</td> <td>1</td> </tr> <tr> <td>ENCARGADO</td> <td>R.M.N.</td> </tr> <tr> <td>ELABORADO</td> <td>R.M.N.</td> </tr> </table>	FECHA	1980	PROYECTO	1	ENCARGADO	R.M.N.	ELABORADO	R.M.N.	<table border="1"> <tr> <td>NO. DE SECCION</td> <td>7</td> </tr> </table>	NO. DE SECCION	7
FECHA	1980										
PROYECTO	1										
ENCARGADO	R.M.N.										
ELABORADO	R.M.N.										
NO. DE SECCION	7										

TESIS PROFESIONAL



EXPLICACION

GEOLOGIA

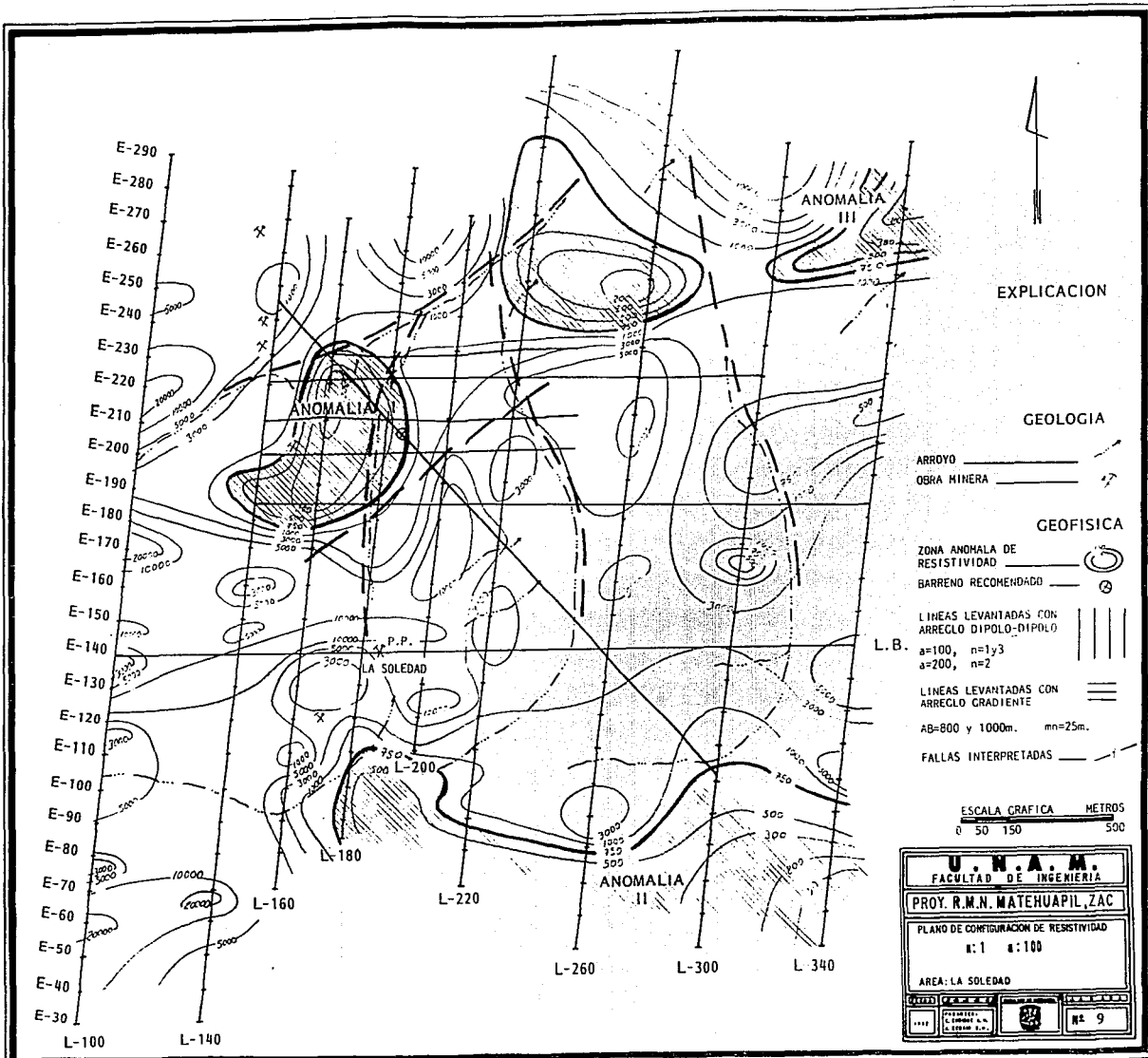
- ARROYO
- OBRA MINERA

GEOFISICA

- ZONA ANOMALA DE P. I.
- BARRENO RECOMENDADO
- L. B. LINEAS LEVANTADAS (Cm. ARREGLO DIPOLO-DIPOLAR)
 $a=100, n=1;$
 $a=200, n=2$
- LINEAS LEVANTADAS CON ARREGLO GRADIENTE
- AB=800 y 1000r. $m=25m.$
- FALLAS INTERPRETADAS

ESCALA GRAFICA METROS
0 50 150 500

U.N.A.M.	
FACULTAD DE INGENIERIA	
PROY. R.M.N. MATEHUAPIL, ZAC	
PLANO DE CONFIGURACION DE P.I.	
N: 100 M. N: 1	
AREA LA SOLEDAD	



EXPLICACION

GEOLOGIA

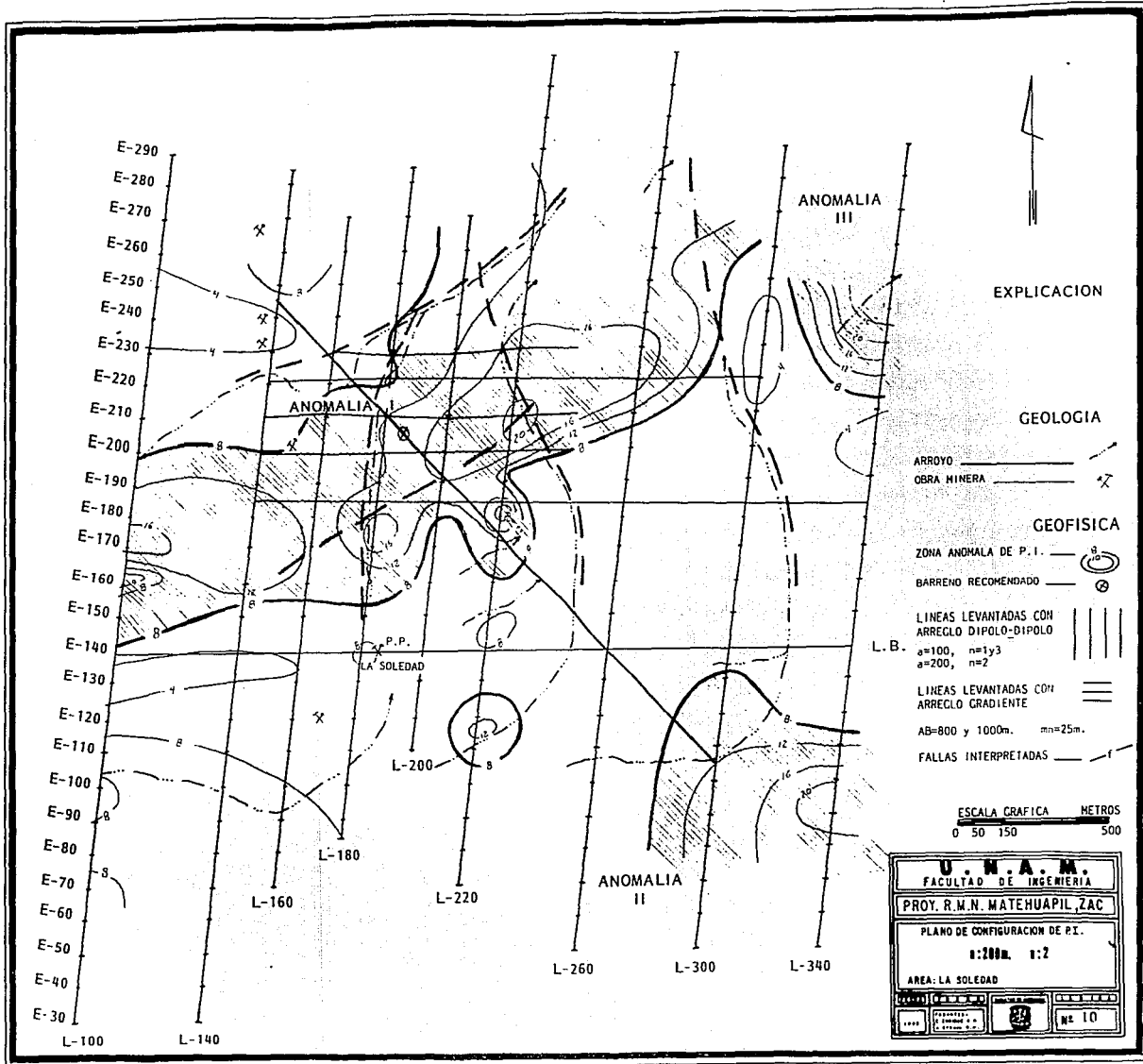
- ARROYO
- OBRA MINERA

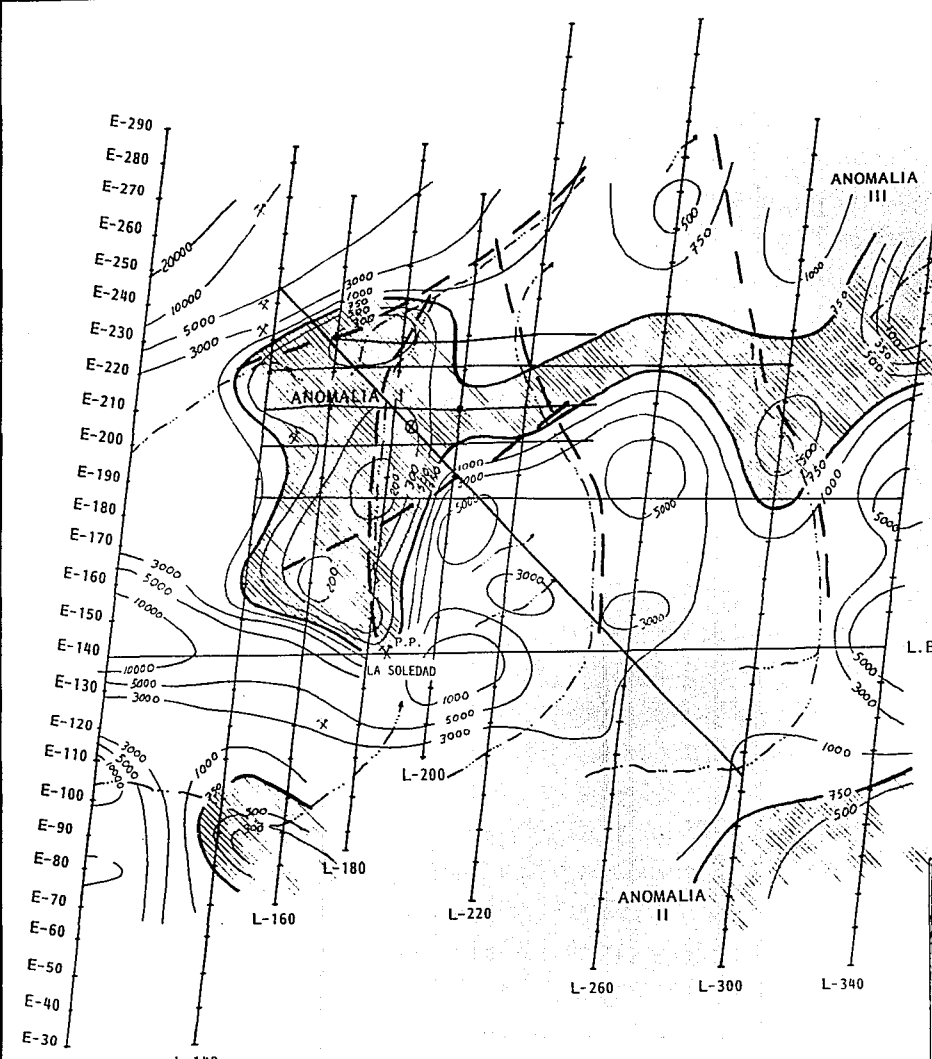
GEOFISICA

- ZONA ANOMALA DE RESISTIVIDAD
- BARRENDO RECOMENDADO
- LINEAS LEVANTADAS CON ARREGLO DIPOLO-DIPOLO
 $a=100, n=1y3$
 $a=200, n=2$
- LINEAS LEVANTADAS CON ARREGLO GRADIENTE
- AB=800 y 1000m. mn=25m.
- FALLAS INTERPRETADAS

ESCALA GRAFICA METROS
 0 50 100 200

U.N.A.M.	
FACULTAD DE INGENIERIA	
PROY. R.M.N. MATEHUAPIL ZAC	
PLANO DE CONFIGURACION DE RESISTIVIDAD	
n:1 n:100	
AREA: LA SOLEDAD	
<small>ELABORADO</small> <small>1982</small>	<small>NO. 9</small>





EXPLICACION

GEOLOGIA

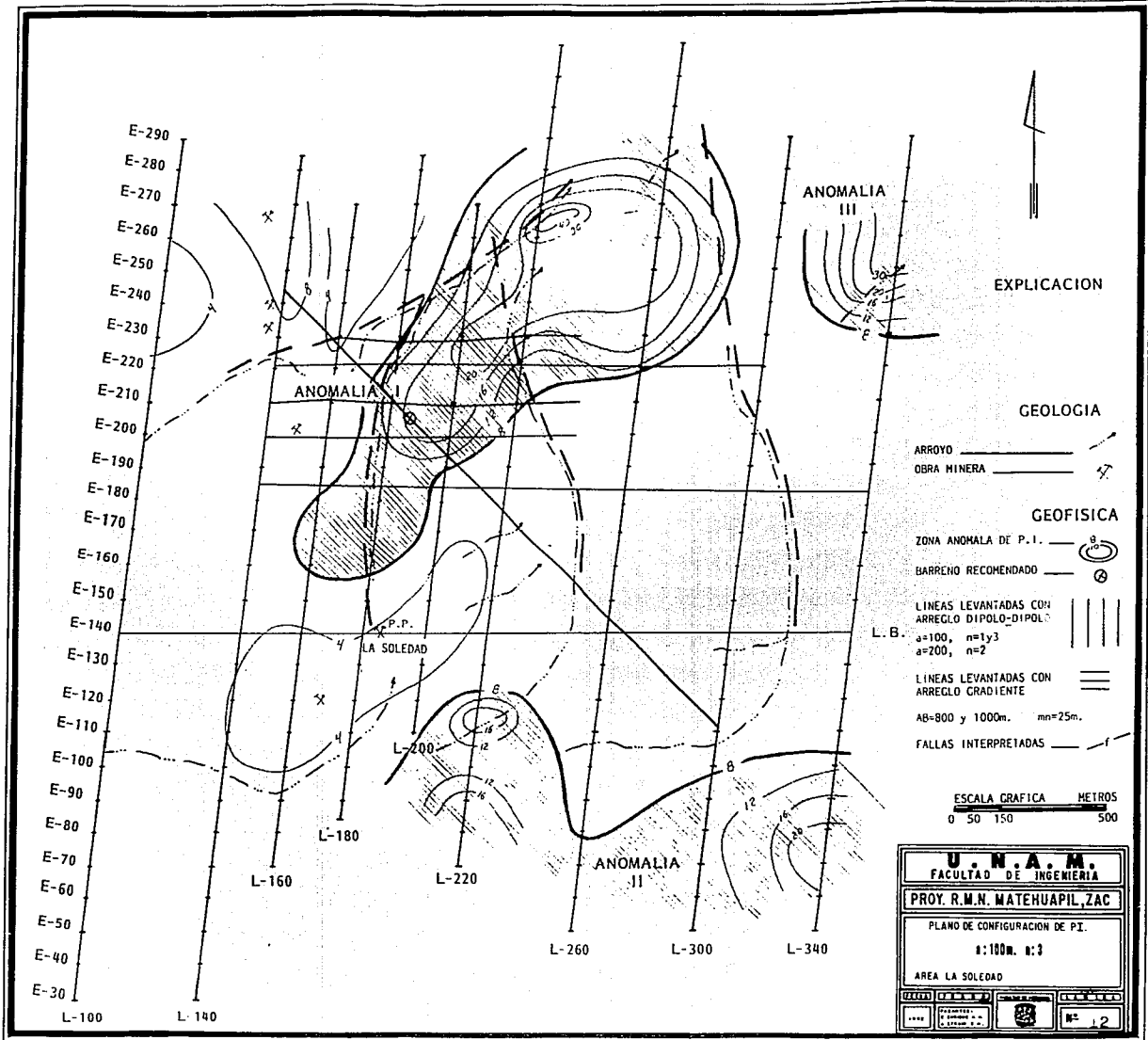
- ARROYO
- OBRA MINERA

GEOFISICA

- ZONA ANOMALA DE RESISTIVIDAD
- BARRENO RECOMENDADO
- LINEAS LEVANTADAS CON ARREGLO DIPOLO-DIPOLO
a=100, n=1y3
a=200, n=2
- L.B.
- LINEAS LEVANTADAS CON ARREGLO GRADIENTE
- AB=800 y 1000m. mn=25m.
- FALLAS INTERPRETADAS



U.N.A.M.	
FACULTAD DE INGENIERIA	
PROY. R.M. MATEHUAPIL, ZAC	
PLANO DE CONFIGURACION DE RESISTIVIDAD	
E: 270m. N: 2	
AREA: LA SOLEDAD	
PROYECTO	FECHA
ELABORADO	REVISADO
APROBADO	NO. 11





EXPLICACION

GEOLOGIA

- ARROYO
- OBRA MINERA

GEOFISICA

- ZONA ANOMALA DE RESISTIVIDAD
- BARRENO RECOMENDADO

- LINEAS LEVANTADAS CON ARRECLO DIPOLO-DIPOLO
 $a=100, n=1y3$
 $a=200, n=2$

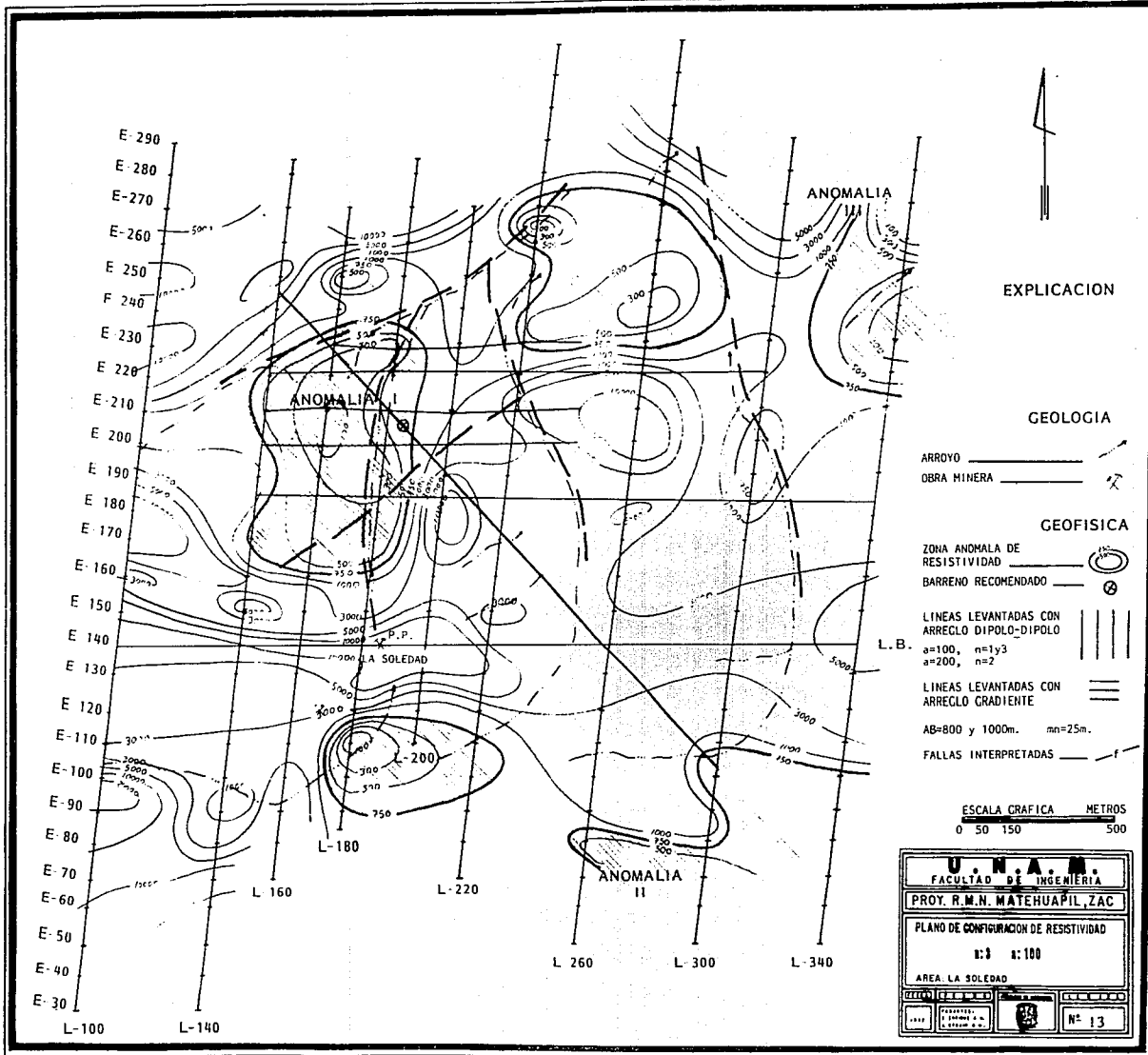
- LINEAS LEVANTADAS CON ARRECLO GRADIENTE

AB=800 y 1000m. mn=25m.

- FALLAS INTERPRETADAS

ESCALA GRAFICA METROS
 0 50 150 500

U.N.A.M.	
FACULTAD DE INGENIERIA	
PROY. R.M.N. MATEHUAPIL, ZAC	
PLANO DE CONFIGURACION DE RESISTIVIDAD	
E:3 a:100	
AREA: LA SOLEDAD	
DISEÑADO 1977	N° 13



BIBLIOGRAFÍA

Cantos, F.J., 1974, *Tratado de Geofísica Aplicada*, Madrid, España.

Consejo de Recursos Minerales, 1988, *Estudio Geológico - Minero Regional, Área Matehualpil, Mpio. de El Salvador, Zac. y Saltillo, Coah. C.R.M. (Informe Interno)*.

Consejo de Recursos Minerales, 1992, *Manual de aplicación de los métodos geofísicos en la exploración minera, C R M*

Consejo de Recursos Naturales no Renovables, 1964, *Geología y Yacimientos Minerales del Distrito de Concepción del Oro y Avalos, Zacatecas, C.R.N.N.R., Publicación 10E.*

Dobrin, M.B., 1975, *Introducción a la prospección geofísica*, 2da edición, Ed. Omega, Barcelona, España.

Fox, C.R, Hohmann, W.G, Killpack, J.T, y Rijo, L., 1980, *Topographic Effects in Resistivity and Induced Polarization Surveys, Geophysics, Vol 45 No 1.*

Gutierrez, L.D., 1987, Estudio geoelectrico en el área La Catarina, Mpio. Guachinango, Jal., Tesis Profesional, U.N.A.M.

Iakubouski, I.V. y Liajov L.L, 1980, Exploración Eléctrica, Ed. Reverté, S.A, Barcelona, España.

Keller, G.V, y Frischecknecht, F.G, 1966, Electrical Methods in Geophysical Prospecting, Ed. Perfamon Press, Inc, New York.

Martínez, B.J.J, 1975, Métodos Geofísicos en la Exploración Minera, Conceptos Generales, C.R.M. V Seminario Interno Sobre Exploración Minera.

Ministerio de Educación, 1975, Exploración Eléctrica Tomos I y II, Ed. Pueblo y Educación, La Habana Cuba.

Orellana, E., 1982, Prospección Eléctrica en Corriente Continua, 2da edición, Ed. Paraninfo, Madrid, España.

Parasnis, D.S, 1971, Geofísica Minera, Ed. Paraninfo, Madrid, España.

Pelton, H.W, Ward, H.S, Hallof, G.P, Sill, R.W, y Nelson, H.P, 1978, Mineral Discrimination and Removal of Inductive Coupling With Multifrequency I.P., Geophysics, Vol. 43 No 3.

Virreira, C.M, 1965, *El Método de Polarización Inducida Aplicado a la Exploración Geológico - Minera*, Tesis Profesional, U.N.A.M.

Zonge, K.L, Sauck, W.A, y Sumner, J.S, 1972, *Comparison of Time, Frequency, and phase Measurements in Indued Polarization*, *Geophysical Prospecting*, Vol. 20.