



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

"GEOLOGIA Y GENESIS DEL AZUFRE EN LAS
AREAS DE JALTIPAN, PETAPA Y TEXISTEPEC, VER."

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOLOGO
P R E S E N T A:
RAMON EFRAIN ANDRACA SANCHEZ



MEXICO, D. F.

1967



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.

I N D I C E

	PAG.
I.- INTRODUCCION	1
I.1 <i>Objetivo</i>	1
II.- GENERALIDADES	3
II.1 <i>Localización del área</i>	3
II.2 <i>Comunicaciones</i>	3
III.- FISIOGRAFIA	5
III.1 <i>Fisiografía</i>	5
III.2 <i>Geomorfología</i>	5
III.3 <i>Hidrografía</i>	5
III.4 <i>Clima</i>	6
IV.- ESTRATIGRAFIA	7
IV.1 <i>Estratigrafía de la cuenca</i>	7
IV.2 <i>Estratigrafía del área</i>	13
IV.3 <i>Relaciones Estratigráficas con otras Cuencas.</i>	18
V.- GEOLOGIA DEL AREA	19
V.1 <i>Geología Histórica</i>	19
V.2 <i>Tectónica</i>	25
V.3 <i>Geología Estructural</i>	28
V.4 <i>Estructuras Salinas</i>	30
V.5 <i>Secuencia Litológica de Los Damos Salinos.</i>	35

	PAG.
V.6 Petrografía	39
VI.- EL AZUFRE	45
VI.1 Propiedades Físicas y Químicas del Azufre	45
VI.2 Origen del Azufre	46
VI.3 Geología Económica	49
VII.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	58
SIBLIOGRAFIA.	60

I.- INTRODUCCION

I.- INTRODUCCION

Sobre la Cuenca Salina del Sureste de México, se han realizado muchos trabajos exploratorios de diversas índoles. De estos trabajos, que hablan de los límites de dicha Cuenca, de la edad de la sal, de los movimientos oscilatorios del continente y el mar, de la acumulación de las evaporitas y de la génesis del azufre localizado en algunos domos salinos de los varios miles que existen en la Cuenca, se han tomado las bases para la exploración y explotación del azufre en dichos domos, teniendo éxito en aquellos en que la presencia del metaloide los ha hecho susceptibles de explotación comercial, siendo éste el caso de Jáltipan, Texistepec y Petapa.

Estos domos son intrusiones de forma elíptica con sus ejes orientados aproximadamente SW-NE (FIG.2)

La explotación de azufre se inició en el área en el año de 1954, siendo Azufrera Panamericana, S.A., una de las dos principales Empresas que lograron extraer el producto del subsuelo, contenido en los casquetes de los domos salinos del Sureste de México.

Para definir la geología de los domos en estudio, la principal fuente de información son las perforaciones, hechas ya sea con fines exploratorios así como de explotación, que se han venido realizando en los últimos 32 años.

1.1. OBJETIVO.

El objetivo de este trabajo es el de establecer la relación geológica que existe entre los domos de Jáltipan,

Texistepec y Petapa, así como tratar de explicar el origen del azufre y definir claramente la estratigrafía del área.

ESTADO DE VERACRUZ

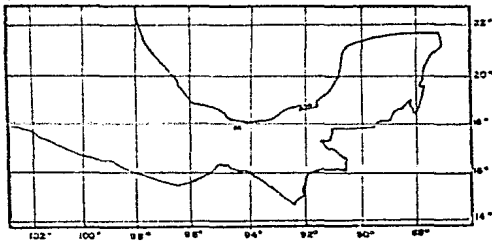
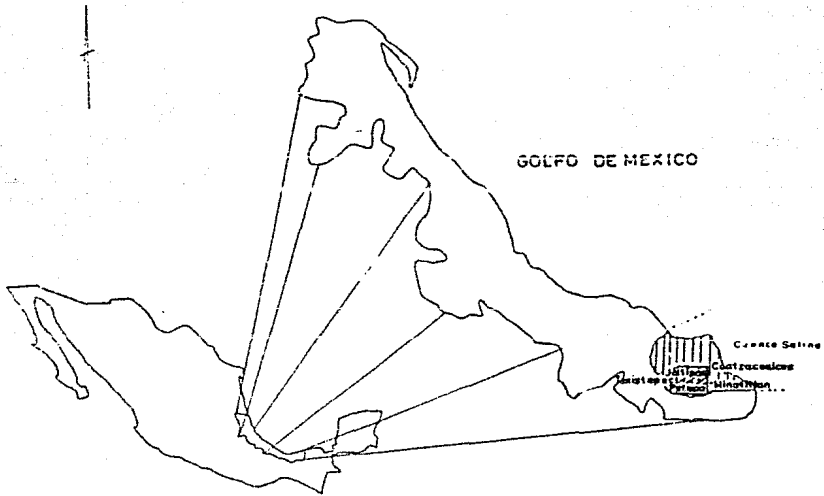


FIG. 1

UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA	
	FIG. LOCALIZACION	
	TESIS PROFESIONAL	
	EFRAIN ANDRACA S. 1982	

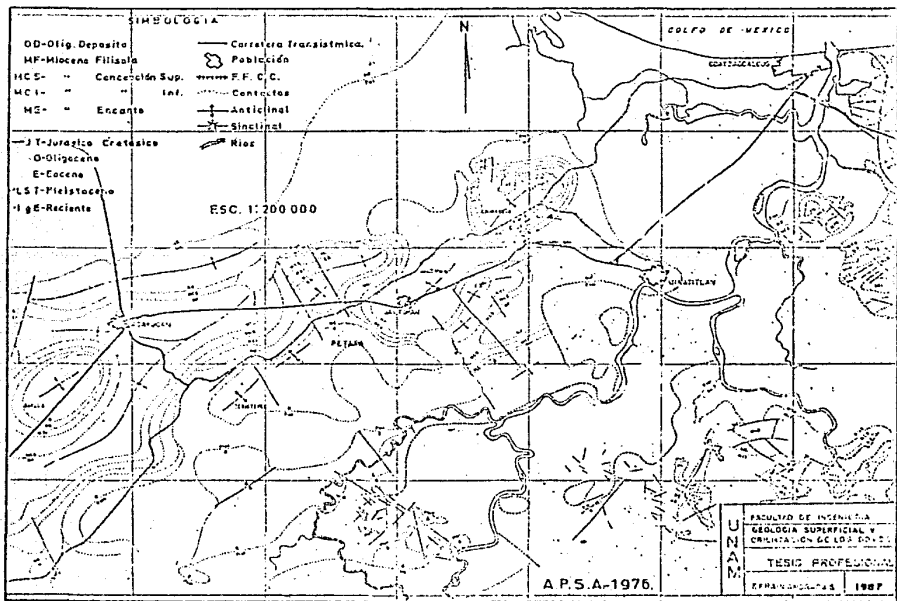


FIG. 2

II.- GENERALIDADES

II. GENERALIDADES

II.1 LOCALIZACION DEL AREA

El área de estudio considerada en este trabajo, se localiza en la parte Sur del Estado de Veracruz y se encuentra dentro de la Cuenca Salina del Sureste de México.

(FIG. 1)

Los domos de Jáltipan, Texistepec y Petapa se encuentran localizados dentro de esta Cuenca, que a su vez está limitada al Norte por el Golfo de México; al Sur por la Sierra de Chiapas y zona metamórfica del Istmo; al Este, por la plataforma de Yucatán y al Oeste por los aparatos volcánicos y derrames basálticos que forman el macizo de San Andrés.

Políticamente está situada en el Estado de Veracruz en los municipios de Jáltipan, Chinameca, Texistepec y Petapa. Geográficamente se encuentra en forma aproximada entre los 17°55' y 17°45' Latitud Norte y entre los 94°10' y los 94°20' de Longitud Oeste (FIG.1).

II.2 COMUNICACIONES

El área de Jáltipan, Texistepec y Petapa es accesible en todo tiempo, pues existen para llegar a ella, las carreteras Federales: Costera del Golfo tramo Veracruz-Coatzacoalcos, Coatzacoalcos-Salina Cruz (Carretera TransIstmica) y estaciones de Ferrocarril pertenecientes a los Ferrocarriles Nacionales de México por donde pasan las siguientes corridas de trenes: Meridiano, como su nombre lo indica, México-Mérida, pasando por Coatzacoalcos; Mix

to-Diario, entre Coatzacoalcos y Salina Cruz y varias corridas locales de carga.

A escasos 20 Kms., está el aeropuerto Minatitlán-Coatzacoalcos con vuelos diarios a México, D.F.

Para moverse dentro del área en estudio, se cuenta con varios caminos principales de terracería perfectamente engravados y transitables todo el tiempo. Para trabajos específicos se abren caminos secundarios que sólo funcionan en tiempo de secas, siendo transitables únicamente por tractores en tiempo de lluvias. Además, existen ríos navegables en todo el año, Río Coatzacoalcos, Río Chiquito, Río Coachapa y otros, que permiten moverse para la exploración de ciertas zonas.

III.- FISIOGRAFIA

III.- FISIOGRAFIA

III.1 FISIOGRAFIA. - El área en estudio se encuentra ubicada dentro de la Provincia Fisiográfica denominada Planicie Costera del Golfo (Raíz, 1964); está compuesta en forma general por zonas planas alternadas con lomeríos de poca elevación.

III.2 GEOMORFOLOGIA. - Las elevaciones mayores en la Cuenca se encuentran más bien en la parte Sur, siendo las principales el Cerro Pelón, el Cerro La Encantada, el Cerro del Manatí, el Cerro del Jimbalal, de una elevación de 600 m., sobre el nivel del mar, mientras que los demás cerros no pasan de una elevación mayor de los 120 m., sobre el nivel del mar.

La zona por lo general se encuentra en estado de senectud en su desarrollo morfológico, su nivel medio es de 40 m. sobre el nivel del mar. Las formas de lomeríos bajos que se encuentran en la zona, representan posiblemente áreas de rejuvenecimiento debidas a la actividad tectónica reciente de los movimientos de los domos salinos.

III.3 HIDROGRAFIA. - A consecuencia del colapso de las partes centrales de los domos, se forman fallas y fracturas, algunas de las cuales fueron aprovechadas por corrientes de agua dando lugar a la formación de arroyos y ríos permanentes que cruzan la zona.

Los ríos principales que drenan la región son el Coatzacoalcos y Tonala (que limita al Estado de Veracruz con el de Tabasco), contando con tributarios importantes, como el Uzpanapa, Coachapa y Chiquito en el primero y Zanapa en el Tonala. Ambos, Coatzacoalcos y Tonala pertenecen a

la Vertiente del Golfo de México. El patrón de drenaje es de tipo dendrítico que en partes se vuelve subparalelo; la mayoría de sus tributarios son de régimen permanente, navegables durante todo el año y en la época de lluvias se llegan a desbordar formando pantanos y lagunas, así como numerosos meandros divagantes.

III.4 CLIMA. - El clima predominante del área es tropical húmedo, caracterizándose su vegetación por ser exuberante, pudiendo encontrar en las partes altas la vegetación selvática típica y en las partes bajas y pantanosas, lirios y tules.

La temperatura promedio durante el año es de 26°C., aunque en ocasiones se llegan a registrar temperaturas mucho más altas como en el mes de mayo de 1986, en que la temperatura máxima fue de 40°C y la mínima 22°C. Generalmente los meses de abril y mayo son los más calurosos durante el año.

El promedio de precipitación pluvial anual es de 2,395 mm. sin embargo, también se dan casos como en el mes de agosto de 1973 que se tuvo una precipitación de casi 1,000 mm. La temporada de mayor precipitación en este clima, se encuentra en el verano y parte del otoño que son las épocas en que los ciclones que afectan a México son más frecuentes. El porcentaje de lluvias de los 6 meses más húmedos es de 78.2% y el porcentaje en invierno es de 45%. (E. GARCIA, 1964).

IV.- ESTRATIGRAFIA

IV.- ESTRATIGRAFIA

IV.1 ESTRATIGRAFIA DE LA CUENCA SALINA DEL SURESTE.- Las rocas sedimentarias que se han identificado dentro de la Cuenca Salina del Istmo van desde probable edad Permiana, hasta el Plioceno. Depósitos posteriores al Plioceno existen cubriendo discordantemente a todos los otros sedimentos, pero hasta la fecha no se ha hecho un estudio completo de estos depósitos. Cuando en una zona se encuentran espesores grandes de gravas y arenas muy gruesas, en general se les señala una edad Pleistocénica, sin confirmación de ninguna especie, debido a la carencia completa de fósiles. Al resto de los depósitos posteriores a estas gravas, se les ha denominado como aluvión o reciente, dependiendo del caso de que se trate.

En seguida aparece una breve descripción de cada una de las divisiones estratigráficas usadas dentro de la Cuenca.

PERMICO.- En la parte Sur de la Cuenca Salina, ya dentro de la Sierra Madre, afloran en el Istmo de Tehuantepec una zona extensa formada por rocas sedimentarias y metamórficas. La roca más común es esquisto micáceo (Sericitita), con cristales de calcita y algunos granates muy pequeños.

Estas rocas metamórficas están completamente plegadas y como no se ha hecho un estudio detallado se desconoce su espesor. Interestratificados, existen cuerpos de caliza carbonosa y ligeramente arenosa, de la cual se han sacado abundantes muestras, pero no ha sido posible identificar algún fósil. Esta roca es muy semejante, litológicamente a la del Permico Medio en el Sureste de Chiapas, por lo que tentativamente se le ha asignado esta edad.

Depósitos semejantes de esta edad, no se han encontrado conectados con los domos salinos.

TRIÁSICO/JURÁSICO INFERIOR.- Arriba de las rocas metamórficas, aparece una secuencia con un espesor de aproximadamente 500m, formada por conglomerados rojos, arenosos de grano grueso, en ocasiones conglomerádicos, - así como lutitas rojas micáceas que en conjunto se ha llamado formación de capas rojas. Las diversas secciones estudiadas a través de estos sedimentos, muestran características litológicas muy semejantes de tal manera que es fácil identificarlas en el frente de la Sierra Madre, desde el Sur de Córdoba, Veracruz, hasta la frontera con Guatemala. Como solamente se han estudiado algunas secciones que atraviesan estas rocas, no ha sido posible subdividirlos en formaciones y correlacionarlos en forma adecuada, pues presentan complejidades estructurales serias. Aparentemente se hallan depositados en concordancia sobre los equistos y calizas del Pérmico y a su vez se hallan cubiertos por calizas y lutitas calcáreas del Jurásico Superior y Cretácico Inferior.

Las calizas más antiguas que se encuentran descansando arriba de estas capas, pertenecen a la parte superior - del Kimmeridgiano, (Contreras y Castillón, 1960).

Las capas rojas se han encontrado al atravesar algunos espesores grandes de sal. Aparecieron con claridad en el pozo Medellín No.1 y en dos o tres pozos en el campo de Ixhuatlán. Además, espesores regulares de depósitos rojos más jóvenes se hallan conectados con la sal y aparecen en la superficie del terreno como cerros aislados, tal es el caso de los Cerros de la Encantada y -

El Manatl. En la actualidad las capas rojas de Cerro - Pelón parecen estar conectadas directamente con intrusiones salinas, en la estructura del mismo nombre.

JURASICO-CRETACICO INFERIOR.- Caliza Chinameca.- En - la Región de Chinameca así como en la parte superior - del Río Flayas, en la estructura de Cerro Pelón aparecen calizas con fauna determinable. Se han sacado varias colecciones de ammonites y se han determinado las siguientes, de acuerdo con estudios hechos por Burchhardt, R.W. Imlay y H.M. Koerdall. (1960)

CHINAMECA: Haploceras sp, Oppelia Taramalliceras o Sp. ind. (Kimmeridgiano o Portlandiano), Asteria sp, Neocomites de gr. neocomensis d'Orbigny, Hoplites of paraplesius Chl. (Neocomiano Inf. a Valanginiano)

CERRO PELON: Aptychus laevis N.V. May, Aulacomyella - problematica H. Furl. (Kimmeridgiano)

En Chinameca, el espesor que se puede observar es muy - reducido ya que se trata sólo de una pequeña colina; en Cerro Pelón aparecen unos 300 m., de calizas gris a gris negra cuya estratificación varía de delgada a gruesa y en la porción sur de la estructura aparecen unos 50 m. - de lutitas arenosas estratificadas en capas muy delgadas, con macrofauna.

En la parte sur de la Cuenca, no se observan estas calizas, en especial entre la Sierra y el Río Coatzacoalcos y no se sabe si existen inmediatamente al oriente, ya -- que en esta región hasta la fecha se cuenta con poca información. Unos pozos en la estructura de Tonalapan han atravesado la Caliza Chinameca, encontrando sal inmedia-

tamente abajo de ella. Por el Rlo Uzpanapa arriba de - las capas rojas existen calizas y areniscas estratificadas, posiblemente de la misma edad (Contreras y Castellón, 1960).

CRETACICO MEDIO.- Caliza Sierra Madre.- Se entiende - por Caliza Sierra Madre todos los sedimentos que se encuentran entre la cima de la Caliza Chinameca y las lutitas y margas del Cretácico Superior. Se han hecho algunos estudios locales detallados dentro del Estado de Chiapas, pero debido a que tanto el Cretácico Medio como el Superior presentan fases distintas, estos no son con exactitud, aplicables a la columna que existe en la zona del presente estudio.

Las calizas del Cretácico Medio (Valanginiano a Turoniano) no aparecen dentro de la Cuenca Salina y en algunos casos se ha comprobado que el Cretácico Superior descansa directamente sobre la Caliza Chinameca (Estructura -- de Cerro Pelón y Domo Salino de Pedregal).

El espesor de la Caliza Sierra Madre al Sur de la Cuenca Salina es muy grande, ya que varía entre los 1500 y 2000 m, en particular en la zona del Rlo Alto Uzpanapa. En el sureste de la Cuenca Salina aparentemente la caliza - tiene un espesor de unos 200 a 300 m, nada más .

CRETACICO SUPERIOR.- Rocas de esta edad (Turoniano a - Maestrichtiano) aparecen con un espesor de más de 800 m en el frente de la Sierra Madre. Consisten de lutitas, margas y calizas interestratificadas (Formación Méndez).

La macrofauna es escasa por lo general (una excepción es la parte media del Estado de Chiapas, donde existen abundantes macrofósiles), pero la microfauna es abundante y se pueden citar las siguientes especies: Globotruncana Tapparenti (Brotzen) G. fronicata (Plummer) G. rosseta (Gassey), G. stuarti (Lapparent), G. canaliculata (Reuss).

Rocas del Cretácico Superior, se han encontrado en diversas ocasiones inmediatamente arriba de la sal, pero siempre en espesor reducido y a veces la microfauna que se presenta se halla acompañada de especies del Eoceno y Oligoceno.

En dos ocasiones, cuando menos, al perforar se han encontrado lutitas con fauna de esta edad, dentro de la sal. La explicación de este fenómeno es un poco difícil, pero lo más probable es que se trate de lentes de lutita arrastrados por la sal en movimiento ascensional.

PALEOCENO.- El Paleoceno se presenta claramente en todo el frente de la Sierra Madre. Las rocas son concordantes sobre las del Cretácico Superior. El tipo de rocas que los forma es lutita principalmente con cuerpos de arenisca. Al sur de la Cuenca, existen cuerpos muy grandes de conglomerados con cantos rodados de más de 10 cm de diámetro mas o menos; esto es especialmente notable en los afloramientos del Rlo Coatzacoalcos y en general en el tramo entre el Rlo Coatzacoalcos y el Uzpanapa.

El espesor del Paleoceno, en el borde de la Cuenca Salina, es aproximadamente de unos 600 m en promedio, aunque en el extremo sureste de la cuenca aumenta considerablemente.

La clasificación se ha hecho a base del estudio de foraminíferos y algunas de las especies más comunes encontradas en estos estratos son las siguientes: Globorotalia velascoensis (Cushman), Anomalina Velascoensis (Cushman), -- Palmla reticulata (Reuss).

EOCENO.- El Eoceno, se presenta en todo el frente de la sierra y los sedimentos que la constituyen son lutitas y areniscas calcáreas en general bien cementadas. Las formaciones identificables en la Cuenca Salina son Lutitas Nanchital y Conglomerado Uzpanapa.

El espesor es muy variable de uno a otro extremo de la Cuenca. Se han encontrado sedimentos del Eoceno arriba de lutitas del Cretácico Superior, en la cima de los domos salinos o directamente sobre la sal, pero siempre el espesor identificado como Eoceno es muy reducido.

Algunas de las especies de foraminíferos más características son las siguientes: Globorotalia aragonensis -- (Nuttall), G. crassata (Cushman), G. topilensis (Cushman), G. tahnerii (Cushman y Jarvis) etc.

OLIGOCENO.- El oligoceno aparece en toda la Cuenca Salina con espesores muy grandes. En la porción occidental tiene más de 200 m, expuestos en los flancos de algunos domos y hacia el oriente aumenta hasta tener casi 5000 m en la región del Rto Pedregal, siendo en esta parte de la Sierra Madre donde aparece un conglomerado con sus límites muy bien definidos al que se le llama Conglomerado Nanchital y que se halla casi en la base del Oligoceno.

Este conglomerado tiene de 300 a 400 m, de espesor, pero debe ser muy lenticular ya que a escasos 30 Km, hacia el norte, desaparece por completo.

El oligoceno se ha subdividido en dos zonas atendiendo a su microfaua. La Laja y Depósito, pero esta subdivisión en el presente no es muy satisfactoria.

La microfaua es más o menos abundante en todo el espesor aún dentro del conglomerado y los principales fósiles son los siguientes: Anomalina dorri (Cole), Siphonodosaria abyssorum (Brady), Cibicides cushmani (Nuttall), C. Tuxpamensis (Cole) etc.

MIOCENO.- El Mioceno es la parte de la columna que ha sido estudiada con mayor detenimiento puesto que dentro de ella es donde se encuentran las arenas productoras de petróleo. Se divide en las siguientes formaciones: Encanto que es la base del Mioceno, Concepción Inferior y Superior, Filisola, Paraje Solo y Cedral.

En la porción norte de la cuenca aparecen estratos marinos posiblemente contemporáneos con una parte de Cedral y se le llama formación Agueguexquite.

La columna miocénica representa en su totalidad una regresión marina con excepción del Agueguexquite, que representa una pequeña invasión en la parte superior del Paraje Solo. (CONTRERAS Y CASTILLON, 1960).

IV.2 ESTRATIGRAFIA DEL AREA

Las rocas que afloran en el área son de origen sedimentario y de acuerdo a su posición estratigráfica, corresponden a las siguientes formaciones: Salina, Caliza Chinameca, La Laja, Depósito, Encanto, Concepción Inferior, Concepción Superior y Filisola, Paraje Solo y Cedral - (Columna Estratigráfica).

Formación Salina.- Se encuentra constituida por halita de color blanco, transparente y translúcido con delgadas intercalaciones de anhidrita. A esta formación se le asigna una edad Triásico-Jurásico.

En el área de estudio esta formación no aflora, sólo se ha reportado en pozos realizados con fines petroleros y de exploración y explotación de yacimientos de azufre y sales de potasio.

Con relación al origen de esta unidad, se puede inferir en base a su litología que se formó por la precipitación de NaCl y KCl en una cuenca cerrada donde existía una gran evaporación.

Las formaciones Caliza Chinameca y La Laja ya fueron descritas antes por esta razón, sólo se mencionan ya que afloran en el área también.

Formación Depósito.- Se encuentra constituida por lutitas de color gris a gris azulado, ligeramente arenosa, bien estratificada, con intercalaciones de capas de ceniza volcánica cuyos espesores varían de 0.30 m a 5m. Esta unidad además presenta intercalaciones de delgadas capas de areniscas, y puede considerarse como un rasgo distintivo de esta formación la presencia de cenizas volcánicas interestratificadas con las lutitas.

FICA

DESCRIPCION
ARENAS GRAVESAS DEPOSITOS DE RIO Y PLAYA.
ERADO DE ARENISCA, ARENA Y ARCILLA.
1. ARENAS Y GRAVAS
OS SALOBRES, ARENAS MARINAS Y LUTITAS MARINAS.
MARINAS, LUTITAS Y GAVAS
ARINA, INTERESTRATIFICADA CON LUTITA EN CAPAS DELGADAS
MARINAS, CON ARENAS Y ARENISCAS
MARINAS CON ARENAS DELGADAS Y YESO ENTRE LOS PLANOS DE FRACTURA.
MARINAS CON ARENAS DELGADAS Y CON ALGUNOS CUERPOS CONGLOMERATICOS
ARENISCAS Y TOBAS VOLCANICAS
ERADO EN FORMA LENTICULAR
ANICA, CON LUTITAS CALCAREAS INTEREST COLOR GRIS CLARO A BLANCO OSTION
IRIS VERDOSA
RUESA (MAS DE 10CM.)
OLUTITAS DE COLOR PURPURA, ROJO Y GRISES A VERDOSAS
IL CLARO A GRIS CLARO, EN ESTRATOS GRAVESOS CON ABUNDANTES FOSILES.
OSILIFERA (AMONITAS).
A CON CAPAS DELGADAS DE ANHIDRITA.
ERADOS ROJOS, ARENISCAS Y PIZARRAS.
1 MICACEOS Y CALIZAS CARBONOSAS.

TABLA ESTRATIGRAFICA

SISTEMA	SERIE	PISO AMERICA	CUENCA SALINA DEL SE.	DESCRIPCION	
CUATERNARIO	RECIENTE			SHAVAS Y ARENAS GRUESAS, DEPOSITOS DE RIO Y PLAYA.	
	PLEISTOCENO				
TERCIARIO	PLIOCENO	MALLIANO	ACALAPA	CONGLOMERADO DE ARENISCAS, ARENA Y ARCILLA.	
		MONTEBIANO			
	MIOCENO	SUP	MONTEBIANO	CEDERAL	ARCILLAS GRUESAS Y SHAVAS
		MED	LUISIANO	AGUEGUESQUITE	SEDIMENTOS SALOBRES, ARENAS MARINAS Y LUTITAS MARINAS.
			RELISIANO	PARAJE SOLO	ARENAS MARINAS, LUTITAS Y SAVAS
		INF	SAUCESIANO	FILISOLA	ARENA MARINA, INTERESTRATIFICADA CON LUTITA EN CAPAS DELGADAS
	CONCEPCION SUP			LUTITAS MARINAS, CON ARENAS Y AMENISCAS	
	OLIGOCENO	SUP	ZEMORRIANO	CONCEPCION INF	LUTITAS MARINAS CON ARENAS DELGADAS Y YESO ENTRE LOS PLANOS DE FRACTURA
		MED		ENCANTO	LUTITAS MARINAS CON ARENAS DELGADAS Y CON ALGUNOS CUERPOS CONGLOMERATICOS
		INF		DEPOSITO	LUTITA, ARENISCAS Y TOBAS VOLCANICAS
	EOCENO	SUP	REFUGIANO	CONGLOMERADO NANCHITAL	CONGLOMERADO EN FORMA LENTICULAR
		MED		LA LA JA	TOBAS VOLCANICAS, CON LUTITAS CALCOMAN INTEREST COLOR GRIS CLARO A BLANCO OSTRON.
		INF		LUTITA NANCHITAL	LUTITA GRIS VERDOSA
	PALEOCENO		BULITIANO	CONGLOMERADO UZPANAPA	GRAVA GRUESA (MAYOR 10CM.)
CRETACICO	SUP	BENICHIANO	MAESTRICHTIANO	MENDEZ	MARGAS Y LUTITAS DE COLOR PURPURA, ROJO Y GRIS A VERDOSAS
			CAMPANIANO		
			SANTONIANO		
			CONIACIANO		
			TURONIANO		
	MED	CENOMANIANO	ALBIANO	CALIZA SIERRA MADRE	CALIZA AZUL CLARO A GRIS CLARO, EN ESTRATOS GRUESOS CON ABUNDANTES POSKES.
			APTIANO	CALIZA CHINAMECA	CALIZA FOSILIFERA (AMONITAS).
	INF	MEGOCALIANO	BARREMIANO		
			HAUTERIVIANO		
			VALANGINIANO		
BERRIASIANO					
JURASICO	SUP	TITONIANO	KIMMERIDGIANO	FORMACION SALINA	SAL GEMA CON CAPAS DELGADAS DE ANHIDRITA.
			OXFORDIANO		
			CALLOVIANO		
	MED	BATHONIANO	BATHONIANO		
			BAJOCIANO		
			LIASICO		
TRIASICO			CAPAS ROJAS	CONGLOMERADOS ROJOS, ARENISCAS Y PIZARRAS.	
PERMICO				ESQUISTOS MICACEOS Y CALIZAS CARBONOSAS.	

Se han encontrado algunos foraminíferos característicos de esta unidad, que la ubican en el Mioceno Inferior, - como son Cibicides Pseudogerionus Cushman, Gyroldina broekiana, D'Orbigny, Textularia aff, Mexicana Cushman.

El espesor de esta unidad es de poco más o menos 600 m y en base a su litología y fauna se puede inferir que se formó por el depósito de material terrígeno fino y pirroclástico en un ambiente marino nerítico.

Formación Encanto.- Fue descrita en el anticlinal del Encanto en el Municipio de Minatitlán, Ver., y se encuentra constituida principalmente por una alternancia de arenas y areniscas de grano fino y lútilas arenosas de color variable, entre gris azulado y gris amarillento, - en algunos lugares se encuentran dentro de esta formación cuerpos conglomeráticos y estratos de arena de grano fino a grueso parcialmente cementada, ligeramente arcillosas de color gris azulado a gris claro. El espesor de esta unidad es variable entre 500 y 800 m, y se encuentra estratigráficamente arriba de la Formación Depósito.

Su edad se ha determinado en base a su microfauna característica de esta formación como son:

Hopkinsina motohispida Finalay

Uvigerina laeviculata

Marginulina marginulinoides (Goes)

Marginulina marginulinoides vatuberculata Nuttall

Uvigerina crassistriata Nuttall

que determinan una edad Mioceno Inferior.

Con respecto a su origen se puede inferir en base a su litología y fauna que se formó por el depósito de mate-

rial terrígeno, en un ambiente de tipo nerítico, cercano a la costa.

Formación Concepción Inferior.- Esta unidad se encuentra suprayaciendo a la Formación Encanto en discordancia litológica.

La parte inferior se encuentra constituida principalmente por lutitas bien consolidadas, muy fosilíferas, con gran contenido de micas y su color varía de azul claro a azul oscuro, entre los organismos que contiene se encuentran gasterópodos y pelecípodos asociados con foraminíferos.

Hacia la parte superior la lutita se va haciendo más arenosa, hasta volverse totalmente arenosa en el contacto con la Formación Concepción Superior, y es en este miembro superior donde se le aprecia la presencia de fracturas rellenadas por yeso. Su espesor es variable, entre 200 y 400 m y se le ha asignado una edad de la parte media del Mioceno Inferior, en base al siguiente contenido faunístico.

Para las correlaciones son microfósiles, la especie que tiene más valor es la marginulina marginulinoidea (Goes) y sus variedades gabrata y tuberculata. Otros foraminíferos que tienen gran valor en la determinación de esta formación son:

Spiroplectamina mississippiensis Cushman

Modogenerina hispida D'Orbigny

Epistomina legans D'Orbigny

Con relación a su origen se infiere que esta unidad se formó por el depósito de material terrígeno en un ambiente marino de plataforma.

Formación Concepción Superior.- Descansando sobre la formación Concepción Inferior se localiza esta unidad, que está constituida de lutitas arenosas de color azul grisáceo, compactas y con estratificación confusa (en algunas partes se pierde la secuencia), que en ocasiones presenta concreciones de areniscas cementadas con material calcáreo de color pardo y amarillento, su contacto superior con la Formación Filisola no está muy bien definido y su espesor oscila entre 100 y 200 m, a esta unidad se le ha asignado una edad de la cima del Mioceno Inferior en base a su contenido faunístico, como son:

Cristellario rotulata, Lamarck
Amphistegina Lesmonji D'Orbigny

Formación Filisola.- Descansando sobre la Formación Concepción Superior, se encuentra la Formación Filisola que está constituida por arcillas arenosas, arenas cuarcíferas y lentes de areniscas de grano medio, poco consolidadas, de colores blanco amarillento, gris azulado y gris pardo, esta última coloración debido a la presencia de óxido de hierro. Las arenas de esta formación localmente tienen importancia económica, ya que se explotan en el área de Ixtitlan para la fabricación de vidrio.

Por posición estratigráfica se le ha dado una Edad Mioceno Medio y su espesor varía en el área de estudio entre 250 y 400 m.

Como localidades típicas se pueden mencionar a Filisola, Moloacán, Jáltipan, Oleapan y Chinameca. (Azufrera Panamericana informe geológico, 1976).

IV.3 RELACIONES ESTRATIGRAFICAS CON OTRAS CUENCAS

En el área de la Cuenca de Veracruz, afloran principalmente sedimentos terciarios y recientes, sin embargo, - las formaciones sedimentarias más antiguas están cubiertas por piroclásticos y por rocas recientes, con probabilidad de origen fluvial. En términos generales puede decirse que el terciario se caracterizó por movimientos epeirogénicos que dieron lugar a la formación de sedimentos en ambientes, desde litorales hasta nerítico externo y batial inferior y posiblemente abisal; estos están formados en su mayor parte de arcillas, más o menos arenosas, arena, o bien ocasionalmente de conglomerados cuya presencia en el área se debe a una transgresión durante el Mioceno. Cabe aclarar que aunque la mayoría de los geólogos están de acuerdo que los conjuntos - faunísticos determinados en las muestras estudiadas, indican que en el área en cuestión un mar regresivo imperó desde el Oligoceno Medio al reciente. Existe en el Terciario una semejanza estratigráfica de la Cuenca de Veracruz con la Cuenca Salina del Sureste de México, - por presentar características litológicas y sedimentarias parecidas. (Salmerón 1970 en López Ramos T.III. 1983).

Hacia el Norte también alcanza una extensión notable costa fuera, abarcando gran parte de la Sonda de Campeche, actualmente bajo las aguas del Golfo de México.

V.- GEOLOGIA DEL AREA

V.- GEOLOGIA DEL AREA

V.1 GEOLOGIA HISTORICA

TRIASICO-JURASICO.- El basamento posiblemente paleozoico dio lugar a la formación de una Cuenca que delimitó el mar del Jurásico-Triásico. Se debe haber tratado de una Cuenca semicerrada, que estaba separada del mar por medio de una barra o macizo sumergido, que controlaba el flujo de agua del mar hacia la Cuenca. Las condiciones en los alrededores de la Cuenca, y en la Cuenca misma, deben haber sido extremadamente áridas, de manera que la evaporación era mayor o igual que al flujo de aguas hacia la Cuenca. Un mecanismo similar se puede ver actualmente en el Golfo de Karabugaz del Mar Caspio, en donde la salinidad del Mar Caspio es menor que la del Mediterráneo, a pesar de ser una Cuenca completamente cerrada por la aportación de agua dulce del Río Volga y otros tributarios. Se ha encontrado la explicación de ese fenómeno en el Golfo de Karabugaz, que está separado del Mar Caspio por una o varias barras sumergidas. Pero dentro de ese Golfo, existen condiciones muy áridas, de manera que la evaporación es mayor o igual que el flujo. Conforme se va reduciendo el volumen de agua dentro del Golfo de Karabugaz, se va formando un flujo de agua del Mar Caspio hacia ese Golfo, para conservar su nivel. La mayor concentración de las aguas en el Golfo de Karabugaz aumenta su peso específico, por lo que se forma un movimiento descendente de las aguas de mayor concentración y mayor peso específico, el que debe estar acompañado de un movimiento de difusión de soluciones de diferentes concentraciones. De esta manera, se va aumentando la salinidad en la parte baja del Golfo. En la actualidad, la concentración en dicho Golfo llegó a tal grado,

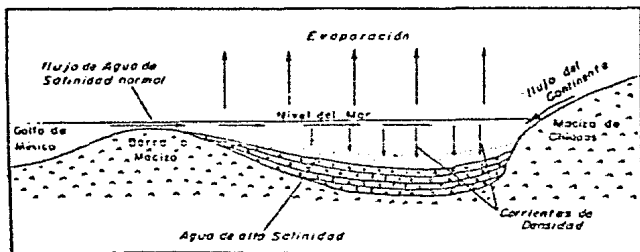
que se está depositando sal y anhídrita en el fondo.

Tal mecanismo es igualmente factible a mayor escala, y sugiere que esto puede haber sido el caso en la Cuenca Salina del Istmo.

El flujo del continente debe haber sido esporádico, causado por lluvias torrenciales ocasionales, características de climas áridos. Este flujo dio lugar al depósito de las areniscas y los conglomerados de la Formación Salina. Este tipo de mecanismo permitiría explicar la formación de depósitos de sal de grandes espesores y no es posible pensar en una Cuenca completamente cerrada, ya que para eso se necesitaría un volumen exagerado de agua, para obtener tan gran cantidad de sal. Una evidencia que quizás favorece esta hipótesis es que la sal de los Domos Salinos del Istmo, y también la de los Domos de la Costa del Golfo de los Estados Unidos, contienen un porcentaje relativamente alto de residuos insolubles que consisten de un 99% de anhídrita. La anhídrita, según la tabla de evaporación de agua de mar del investigador italiano USIGLIO, debía depositarse antes de la sal. Esto sugiere, que hubo constantemente aportaciones de aguas de mar de salinidad normal, que contiene anhídrita en solución hacia esa Cuenca con aguas de alta salinidad, lo que dio lugar a la precipitación simultánea de sal y anhídrita. (FIG. 3)

A fines del Jurásico, debe haber desaparecido la barra o macizo que obstruía la entrada de la Cuenca Salina, además de que se advierte un cambio de clima más húmedo, y hubo invasión de agua de mar, de menor salinidad, depositándose así la Caliza Chinameca.

SECCION ESQUEMATICA QUE ILUSTR A LA
FORMACION DE DEPOSITOS SALINOS DE
GRANDES ESPESORES



$$E \approx A_m + A_c$$

A_c = FLUJO DEL CONTINENTE
 A_m = FLUJO MARINO
 E = EVAPORACION

FIG. 3

UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA	
	TESIS PROFESIONAL	
	EFRAIN ANDRACA S.	1367

CRETACICO.- En el Cretácico Inferior, deben haber subsistido condiciones similares a las del Jurásico Superior, teniendo el mar del Cretácico una extensión mayor que llegaba hasta el margen Norte del Macizo de Chiapas.

En el Cretácico Medio, debe haber avanzado el mar más - aún, cubriendo todo el macizo de Chiapas, depositándose la caliza Sierra Madre, que aparentemente no se presenta en la Cuenca Salina del Sureste de México. Algunos autores, opinan que entonces la Cuenca Salina se encontraba en estado de emersión, y ponen como evidencia la discordancia entre la Caliza Chinameca y las Margas Méndez del Cretácico Superior, y los suelos lateríticos que se observaron en Chinameca junto a la Caliza Chinameca y en Almagres, en donde no se observaron calizas. El suelo laterítico, o "almagre", como se le ha llamado, no necesariamente representa un suelo antiguo, producto de la - intemperización de la Caliza Chinameca durante el Cretácico Medio. Ha sido una experiencia común que el "almagre" generalmente está asociado con los Domos Salinos. Esto se pudo comprobar, tanto en la superficie, como a - la profundidad encima de los Domos Salinos. En la superficie se pudo observar, especialmente al NW de El Juice en donde se está formando un suelo laterítico encima de un afloramiento de yeso, perteneciente al Cap-Rock de un Domo Salino; y a la profundidad se observó frecuentemente que, al encontrar "almagre" en la cima de un Domo Salino, dicho Domo no tenía caliza con Azufre, sino que únicamente yeso y anhídrita como Cap-Rock. Esto quizás sugiere que, en los Domos en donde existe "almagre" las condiciones no fueron favorables para la formación de Cap-Rock - de Caliza, ya que posiblemente estos Domos llegaron a - aflorar demasiado rápido, o más bien llegaron demasiado cerca a la superficie, impidiendo así la formación de -

Cap-Rock de Caliza. También es posible suponer que el Almagre inhibió la acción biogénica de las bacterias anaeróbicas, que originaron la caliza con azufre.

Por lo tanto, quizá no será adecuado, considerar el "almagre" como representativo de una sola edad geológica. Posiblemente, hubo mar en el Cretácico Medio en la Cuenca Salina, pero no existe suficiente evidencia para decir que no existen formaciones del Cretácico Medio en dicha Cuenca, ya que todavía no se han hecho perforaciones suficientemente profundas, más allá de la base del Ter-ciario, para comprobar plenamente eso. (Hungsberg, 1958)

Otra posibilidad es que, puede haber habido un cambio de facies en la parte central de la Cuenca Salina que no se ha podido reconocer hasta la fecha.

En el Cretácico Superior, hubo un cambio en las condiciones de sedimentación, ya que se depositaron dentro y fuera de la Cuenca Salina, a lo largo de toda la Costa del Golfo de México, las lutitas margosas de la formación Méndez.

EOCENO.- En el Eoceno hubo otro cambio en las condiciones de depósito, depositándose las Lutitas Nanchital.

Esto quizá se deba a que por lo general el mar del Eoceno fue más extenso, cubriendo parcialmente las calizas del Cretácico encima del macizo de Chiapas, aunque debe haber habido levantamientos locales de origen ígneo en algunas partes marginales de la Cuenca Salina a fines del Cretácico que están representados por el depósito local del conglomerado Uzpanapa.

OLIGOCENO.- En el Oligoceno Inferior deben haber subsistido las condiciones de sumersión, ya que por lo general se depositaron lutitas de la Formación La Laja. Pero el mar del Oligoceno Inferior debe haber sido poco profundo y con algunas fluctuaciones en su extensión, lo que se marca por el depósito de areniscas. Localmente debe haber habido un levantamiento bastante fuerte que dio lugar al depósito del Conglomerado Nanchital que debe haber sido el resultado de la erosión de una o varias sierras de calizas posiblemente del Cretácico Medio y de rocas ígneas.

En el Oligoceno Superior el mar debe haber sido menos profundo que durante el Oligoceno Inferior y quizá más estable, y en su margen debe haber habido bastante actividad volcánica proveniente del macizo de San Andrés, si es que se supone que este macizo ya existió durante el Mesozoico. Esto lo sugieren los depósitos de ceniza volcánica intercalados en las lutitas de la Formación Depósito.

MIOCENO.- En el Mioceno Inferior continuaron más o menos las condiciones de sedimentación del Oligoceno Superior.

Pero a fines de ese período hubo un importante levantamiento en la parte occidental de la Cuenca, ya que la Formación Encanto está ausente en esa parte y la Formación Concepción Inferior descansa discordantemente sobre el Oligoceno Superior. En la parte superior del Mioceno Inferior aparentemente subsistieron las condiciones de depósito que deben haber sido caracterizadas por una transgresión del mar, ya que cubre discordantemente des-

de la Formación Concepción Inferior del Mioceno Inferior, el Oligoceno y Eoceno y hasta capas del Cretácico Superior y Medio.

En el Mioceno Medio debe haber habido una regresión del mar representada por las arenas de la Formación Filisola, ya que su distribución es más reducida y ya que el tipo de depósito es del tipo de aguas marinas muy poco profundas. Esto se acentúa más aún en la parte superior del Mioceno Medio, ya que en la Formación Paraje Solo se depositaron sedimentos de agua salobre y dulce, lo que parece indicar de que existían en ese tiempo lagunas marginales y depósitos de litoral.

En el Mioceno Superior hubo una nueva transgresión del mar lo que se puede observar en el depósito de la Formación Agueguexquite que en su parte inferior da indicios de depósitos de la zona nerítica. Pero ya en la parte superior y media durante el tiempo de la Formación Agueguexquite se nota nuevamente una regresión, primero por el depósito de sedimentos de litoral y en la parte superior por sedimentos de aguas salobres de posibles lagunas marginales.

Aparentemente, la transgresión de la parte inferior del Mioceno Superior no cubrió toda la Cuenca Salina del sureste de México, ya que esta formación se encuentra solamente en la parte Norte de la Cuenca. La parte superior del Mioceno Superior indica que la regresión a fines del Agueguexquite fue un poco mayor, depositándose más bien depósitos de pantano, fluviales o deltáicos.

PLIOCENO.- Durante el Plioceno toda la Cuenca Salina de be haber estado emergida, ya que se conocen únicamente - depósitos continentales de ese tiempo. Debe haber habido algún levantamiento de importancia al SE de Coatzacoalcos, para dar razón de la fuente de sedimentos del Conglomerado Acahapa. Se debe tratar de una o varias sierras que - fueron erosionadas hasta su núcleo cristalino. Pero este supuesto levantamiento quizá ya estuvo durante el Mioceno Superior ya que localmente no es a veces posible diferenciarlos de formaciones del Mioceno Superior.

PLEISTOCENO.- En el Pleistoceno se supone que existieron únicamente depósitos continentales dentro de la Cuenca Salina, lo que indica que toda la Cuenca se encontraba y se encuentra actualmente en estado de emersión con una línea de costa probablemente muy similar a la de la actual Costa del Golfo con lagunas marginales, pantanos, etc. Toda la cuenca estaba expuesta a la erosión y los depósitos del Pleistoceno son el resultado de la erosión continental de todos los sedimentos que probablemente todavía afloran - en la actualidad en toda la Cuenca Salina. (Hungsberg, -- 1958).

V.2 TECTONICA.- En la tectónica de la Cuenca Salina se pueden considerar probablemente dos causas principales:

- 1.- La Revolución Laramide y sus estribaciones y
- 2.- La Tectónica Salina.

Estas causas fueron las que dieron lugar a las condiciones tectónicas actuales en la Cuenca. Los elementos tectónicos principales que intervinieron en la Tectónica de la Cuenca Salina son:

- 1.- El macizo de Chiapas y Oaxaca en el Sur.
- 2.- El macizo de San Andrés Tuxtla en NW.
- 3.- El macizo de Jalpa por el Oriente.
- 4.- Un supuesto macizo que posiblemente se encuentre en el Norte de la Cuenca Salina más o menos paralelo a la actual Costa del Golfo o a una cierta distancia mar adentro.

Los movimientos del macizo de Chiapas y Oaxaca hacia el Norte durante el Terciario Inferior de La Revolución Laramide, que plegó al Geosinclinal Mexicano, deben haber plegado los sedimentos del Triásico-Jurásico y del Cretácico, dando lugar a la formación de plegamientos y fallas transversales dentro y fuera de la Cuenca Salina. Estos movimientos plegantes y afallantes deben haber causado los primeros movimientos de la sal hacia los anticlinales y a través de las fallas transversales. El macizo de San Andrés Tuxtla y probablemente el supuesto macizo paralelo a la actual Costa del Golfo deben haber fungido como antepalos que detuvo los movimientos del macizo de Chiapas hacia el Norte, causando así el plegamiento de las capas, y posiblemente la Formación Salina del Triásico-Jurásico actuó como base lubricante para el plegamiento de las capas superiores, ya que la sal se pone más fácilmente fluida bajo presión que los demás sedimentos. La orientación actual de los Domos Salinos concidos, que es aproximadamente del NE y del N al S. sugiere que la orientación NE - SW corresponde a la orientación de los plegamientos y que los Domos de orientación N-S aproximadamente corresponden a la orientación de fallas transversales de tensión asociadas con el mismo plegamiento.

Quizá los plegamientos en la Cuenca Salina fueron tan intensos que se llegaron a erosionar los sedimentos del Cretácico Medio ya que hasta la fecha no se conocen dentro de la Cuenca Salina. La orientación de los plegamientos no paralela a la Sierra Madre Oriental quizá se debe a la presencia del macizo de San Andrés que puede haber inducido un cambio en la dirección de los plegamientos similar al que se puede observar en la parte SE de la Península de Coahuila que igualmente causó un cambio en la dirección de los plegamientos.

Al final del Eoceno se puede suponer que empezó la tectónica propia de la sal, es decir que la sal, debido a su peso específico menor que los sedimentos y por la sobrecarga de los sedimentos en los sinclinales bordeantes (rim synclines), se movió en un estado más o menos viscoso con diferentes interrupciones hacia arriba. Esto quiere decir que los Domo Salinos del Istmo probablemente fueron iniciados por medio de esfuerzos tectónicos tangenciales y que continuaron creciendo de una manera ascendente por la sobrecarga de los sedimentos y por el peso específico menor de la sal.

Estos movimientos deben haber subsistido hasta la actualidad con interrupciones causadas por variaciones en la cantidad de sedimentos depositados dentro de la Cuenca Salina, que a su vez causaron variaciones en el aumento progresivo de la sobrecarga de los sedimentos implicando así un nuevo movimiento ascendente de las masas de sal. Estos movimientos ascendentes causaron el afollamiento de los sedimentos suprayacentes, produciéndose por lo general fallas del tipo normal.

Otra causa de los agallamientos puede ser el derrumbe de los sedimentos en la parte superior de los Domos Salinos, causado por la disolución del núcleo de sal en su parte superior por aguas circulantes. Los movimientos salinos también pueden haber arrastrado sedimentos que sobreyacen a la capa de sal, lo cual podría ser una explicación del agollamiento de Salina Chinameca de edad geológica - conocida cerca de la población de Chinameca, Ver., que está asociada con un Domo Salino y que se encuentra entre formaciones más recientes. (Hungsberg, 1958).

V.3 GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El flujo de la sal hacia la superficie del terreno adopta formas diversas, estas formas se deben probablemente al molde que haya encontrado el flujo de la sal en la base inferior desde el principio de su concentración. Por eso tal vez existan tantas variedades de formas de domos salinos.

Los domos en estudio son estructuras que se forman por el diapirismo de la sal, como algunos autores enuncian, es probablemente Paleoceno-Eoceno y los sedimentos suprayacentes al casquete son de edad Eoceno, Mioceno Inferior-Oligoceno, se supone que durante el Mesozoico la sal se siguió depositando, y también en este período comenzó la subsidencia del fondo marino y que gradualmente las evaporitas fueron cubriéndose de sedimentos elásticos.

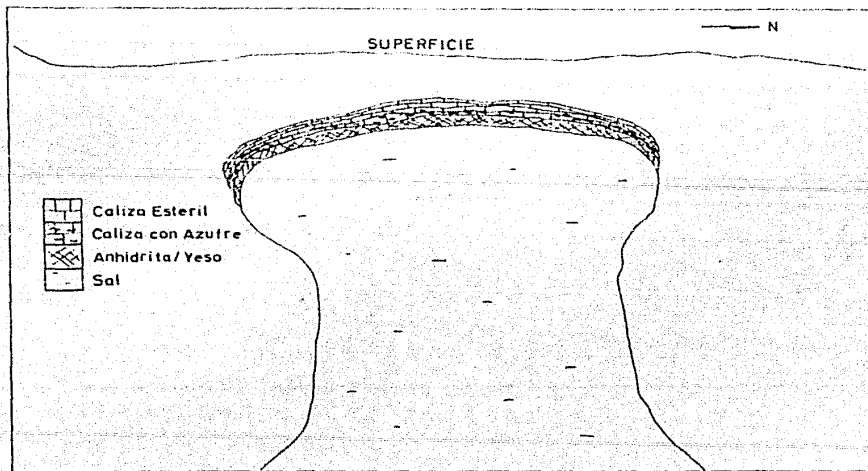
Los "domos" del área, en realidad son masas salinas muy grandes que no llegan a presentar una forma tan bien definida como los domos salinos de Texas y Louisiana.

Las estructuras que forman los domos del área son anticlinales y sinclinales (Plano de Isopacas de Anhidrita). Están orientados hacia el SW-NE habiendo entre los domos de Texistepec y Petapa la característica de que se puede decir que son una misma unidad salina donde Petapa presenta casquete rocoso bastante superficial (aproximadamente entre 40 y 50 metros) más hacia el Norte separado por un sinclinal aparece el domo de Jaltilpan como una estructura cómica, mejor formada que las de Texistepec y Petapa. El domo de Jaltilpan tiene mejor definido su casquete rocoso hacia el Norte y hacia el Sur de la estructura (Fig. 4).

La geología superficial reporta espesores más o menos uniformes en las formaciones superficiales suprayacentes al casquete, la revelación domo-formación sedimentaria es discordante; esta discordancia puede deberse a la erosión, o a no haberse depositado la formación, o la acción de diapirismo de la sal.

Se sabe que los domos salinos por su origen y formación dan lugar a la formación de fallas y fracturas de la formación sedimentaria que penetran o subyacen, debido a dos causas principales que a continuación se enuncian:

- 1.- Disminución del volumen de la sal al disolverse por la acción de las aguas subterráneas y concentración de residuos insolubles. Este fenómeno puede producir un colapso local de la cubierta sedimentaria del domo.
- 2.- El diapirismo de la sal, que aunque aprovecha zonas de debilidad de las rocas suprayacentes, no deja de obrar como intrusivo produciendo una



DOMC DE JALTIPAN ZONAS MINERALIZADAS

FIG. 4

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA	
	TESIS PROFESIONAL	
	EFRAIN ANDRACA S	1987



CURVAS ESTRUCTURALES DEL DOMO SALINO.

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA
	CONFIGURACION
	SOPRACALZOS DE ANTIQUEBRADA
	TESIS PROFESIONAL
MEFRAN ANDRACA S. 1986	

gran tensión sobre las capas sedimentarias, logrando a veces fracturarlas.

La presencia de fallas en los domos en estudio han sido detectadas por geología superficial, sin embargo en la geología del subsuelo sólo se han encontrado evidencias de las mismas, por la presencia de milonitas o relieves planchados.

Geomorfológicamente se pueden detectar fallas mediante formas topográficas predominantes, siendo éstas alineaciones normales de lomeríos, zanjas que cortan terrenos de diferentes materiales, desniveles topográficos uniformes, corrientes de agua que aprovechan las fracturas, sirviendo este último caso para demostrar lo dicho en el domo de Jáltipan particularmente, pues basándose en la tendencia del Arroyo Chacalapa se puede observar su posición casi en el centro del domo.

V.4 ESTRUCTURAS SALINAS.

Se atribuye el origen de todas las estructuras salinas a una simple y continua capa de sal. El conocimiento práctico indica que la capa madre de la sal debe ser de varios miles de metros de espesor para formar diapiros. Nettleton (1934), sugiere un espesor del orden de los 2000 pies, pero basados en datos experimentales, Parker y McDowell (1955), concluyen que un espesor de más o menos 5000 pies es más probable. Si el espesor promedio de sal fuera por lo menos de 300 metros a lo largo de toda el área conocida de estructuras en el Golfo antes de que comenzara su crecimiento, la capa o capas de sal hubieran tenido un volumen original de 31 000 kilómetros -

cúbicos. Si el espesor promedio fuera de 1,500 metros habría tenido un volumen original de 155 000 kilómetros cúbicos aproximadamente.

Los domos salinos de la región de Veracruz y Tabasco están provistos de sal en una extensión de unos 25,000 kilómetros cuadrados.

Es necesario distinguir entre domos y anticlinales salinos, ya que éstos encuentran una explicación en esfuerzos tangenciales semejantes a los que originan las demás estructuras anticlinales.

De la descripción de las estructuras salinas se infiere que son de tipo cóncavo diapírico, ya que dicho diapírico lo constituye el núcleo de sal que se encuentra en ellos.

Las estructuras salinas se han estudiado desde el siglo pasado en E.U., Alemania, Persia, etc., formulándose varias teorías acerca de su formación al ir progresando el conocimiento de sus características. En un principio se pensó que eran de origen volcánico (1860-1901); a principio del siglo se creía que se debían únicamente a deposiciones de sales en solución y actualmente las explicaciones que aparecen son las más acertadas, se fundan al decir que la formación de dichos domos se debe al escurrecimiento o fluidez de la sal, o mejor dicho debido a movimientos tectónicos. (Murray, 1966).

Las dos teorías principales que explican la formación de estructuras de tipo cóncavo-diapírico, basadas en esfuerzos verticales, son las siguientes:

- 1.- Teoría de crecimiento descendente.
- 2.- Teoría de crecimiento ascendente o intrusivo.

Ambas parten de la existencia de un depósito salino en el que la sal, bajo la influencia de presiones originadas por diferencia de densidades entre ella y los sedimentos suprayacentes, así como también de la influencia de la temperatura y presencia de fluidos, en el transcurso del tiempo, se comporta plásticamente y fluye para el restablecimiento de las condiciones de equilibrio. Las estructuras producidas de acuerdo con ambas teorías son semejantes y no se excluyen, sino que probablemente en ciertas condiciones predomine la primera y en otras la segunda; especialmente como la relación fricción-fuerza, es mayor en los domos pequeños que en los grandes, es probable que la primera teoría se aplique mejor a la formación de los domos pequeños.

La primera teoría fue expuesta por Donald C. Barton (1955) en donde explica la mecánica de la formación de los domos salinos de la costa del Golfo, esa teoría sostiene que la sal se deposita originalmente horizontal pero después, ya sea por ligeros esfuerzos tangenciales o por erosión, etc. se forman pequeñas elevaciones que serán el punto de partida del domo, la cuenca de depositación comienza a hundirse más aprisa que cuando se precipitaba la sal y de la misma manera recibe sedimentos que van cubriéndola, siendo la acumulación de dichos sedimentos un poco más notorios en los flancos, pues la sal tiende a sostenerse alta como si flotase, tomando sucesivamente los perfiles iniciados en las etapas 1, 2, 3, 4, de la figura 5; la sal del lecho madre va alimentando al domo por abajo, con movimiento horizontal, en tanto que los sedimentos van aumentando de la diferencia de la carga sobre el domo y

sus alrededores por hundimiento del basamento. La alimentación de domo termina cuando el espesor de lecho madre se aproxima a cero, cuando alcanza el equilibrio isostático entre la columna de sal y la de sedimentos o bien cuando cesa el hundimiento de la cuenca.

La sal tiene una densidad de 2.2 y la de los sedimentos varía de 1.7 a 2.0 en la superficie y de 2.4 a 2.8 en el subsuelo.

El aspecto más ventajoso de la teoría anterior, es que exige fuerzas mucho menores para vencer la fricción entre la sal y los sedimentos.

La segunda teoría fue expuesta por L.L. Nettleton (1934) y sujeta a análisis experimental por numerosos investigadores. Dicha teoría sostiene que la fuerza creadora del domo se deriva de la diferencia de densidad entre la sal y los sedimentos, la cual impulsa a la primera capa a plegarse e intrusionar los sedimentos que la cubre, elevándose sobre el lecho madre después que éste alcanza una profundidad suficiente para que dicha fuerza pueda vencer la resistencia que le opone la cubierta sedimentaria.

Es necesario que la superficie original del lecho madre presente algunas elevaciones. La forma final del domo dependerá de la configuración inicial de la sal, del espesor del lecho madre, de la resistencia de las rocas suprayacentes y de la viscosidad de la sal.

La diferencia entre las dos teorías es que en la primera la distancia AB, se mantiene constante y el domo crece de arriba a abajo, en tanto que en la segunda teoría la

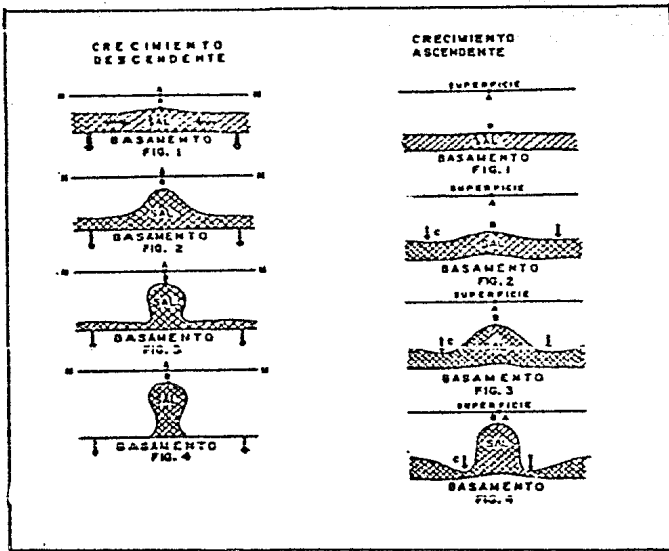


FIG. 5

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA	
	FORMACION DE DOMOS	
	TESIS PROFESIONAL	
	EFRAIN ANDRACA S.	1987..

distancia AB (en la Fig. 5), disminuye al irse desarrollando el domo y el crecimiento es de abajo hacia arriba, "A" es un nivel de referencia que puede ser el nivel del mar.

La orientación de los domos de esta región y sus formas dejan ver que se originaron por esfuerzos exclusivamente verticales, pues aunque hubo esfuerzos tangenciales, deben de haber sido muy pequeños.

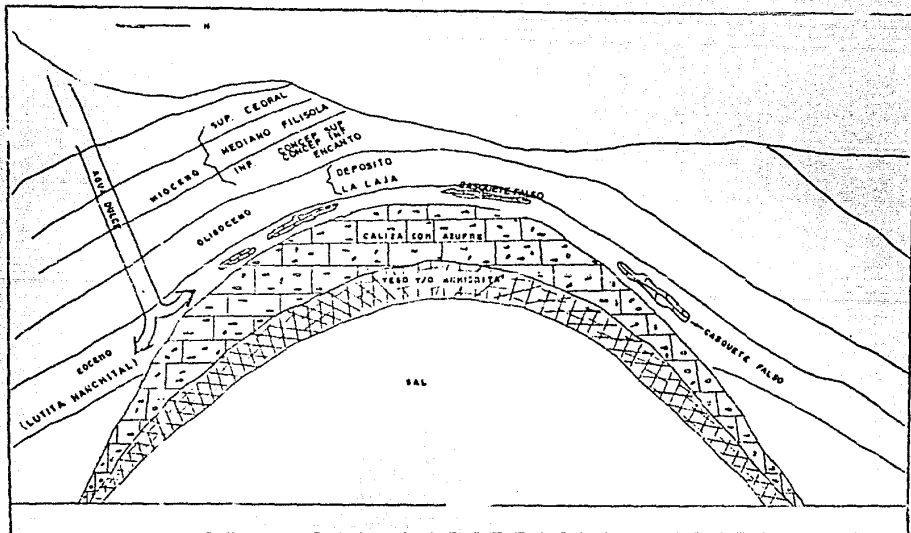
V.5 SECUENCIA LITOLÓGICA DE LOS DOMOS SALINOS

En la cuenca salina del SE de México se ha encontrado, en la cima de los domos salinos, una secuencia regular de rocas que pueden ser de formaciones del Terciario, Oligoceno, Mioceno o Eoceno, en espesores reducidos, hasta formaciones del Jurásico o Cretácico, que superyacen a la sal, y por factores de ubicación resistieron la acción tectónica de la sal, durante el crecimiento del domo.

Un ejemplo de este último tipo se localiza en Chinameca, Ver. en donde la caliza Chinameca del Jurásico Superior, yace sobre el domo salino. El ejemplo típico de un domo salino somero, es el del domo de Jáltipan, en donde afloran las formaciones Filísola, Concepción Superior e Inferior y Encanto. (Véase la Fig. 6).

Enseguida de estos sedimentos, en ocasiones se encuentra una pequeña zona de sedimentos calcificados, denominados "Casquete Falso", inmediatamente después el "Casquete" - propiamente dicho, en caso de que se trate de un domo - con casquete de azufre, éste se encuentra dividido por lo general en tres zonas apareciendo de arriba hacia abajo como sigue:

- 1.- Zona caliza cavernosa y brechoide con poco contenido de azufre e impregnaciones de asfalto.
- 2.- Zona intermedia o de caliza con azufre, en donde se encuentran concentraciones comerciales del metaloide; en esta zona, igual que en la anterior, se aprecian impregnaciones de asfalto en la roca.
- 3.- Zona de anhidrita masiva.



ESTRATIGRAFIA DEL DOMO DE JALTIPAN

FIG. 6

U N A M	FACULTAD DE INGENIERIA	
	TESIS PROFESIONAL	
	EFRAIN ANDRACA S.	1987

El espesor del Casquete en domo es bastante variable, oscilando entre unos 15 metros a más de 100, encontrándose en ocasiones intercalaciones de lutita negra.

Hay ocasiones que no se encuentra caliza en los domos, - cuando esto ocurre, el Casquete de dicho domo se encuentra constituido por anhidrita pura, yeso y algo de selenita en su parte superior.

Hasta la fecha no se conoce el espesor total de la sal - ya que no se ha podido perforar hasta su base.

EL CASQUETE ROCOSO (CAP-ROCK)

A continuación se mencionan algunos de los trabajos más importantes sobre el posible origen y la composición mineralógica del Casquete Rocoso, así como la posible secuencia de eventos que deben ocurrir durante la formación de éste.

M. I. Goldman 1925, habla sobre la naturaleza secundaria de la calcita, el yeso y el azufre, considerando para la anhidrita un origen probablemente sedimentario primario, haciendo hincapié además, que el yeso se origina por la hidratación de la anhidrita, y suponla que la calcita y el azufre surgieron por reducción de la anhidrita, por medio de los hidrocarburos que la penetran.

Levi S. Brown 1931, concluye diciendo que la anhidrita del Casquete de los domos salinos se origina por cristalización normal marina, considera a los casquetes de los diferentes domos salinos de la Costa del Golfo, como pertenecientes a una sola formación sedimentaria igualmente

considera al casquete de calcita como de origen secundario, por la alteración directa de la anhidrita subyacente, a través de aguas carbonatadas de origen secundario (meteorico) producto de la alteración directa de la -- anhidrita subyacente . El yeso según Brown, es también secundario por la alteración directa de la anhidrita por aguas meteoricas circulantes bajas en carbonatos, supone que el azufre es ingenérico.

Según Brown la evidencia de la reducción de anhidrita por medio de hidrocarburos contiguos penetrantes es muy obscura y no existente.

Ralph Taylor 1937, concluye después de los estudios que - realizó en varios casquetes del Golfo, que los casquetes - son producto de acumulaciones residuales de los residuos insolubles en agua de sal de la roca. El encuentra que - la cantidad de residuos insolubles en la sal son suficientes para permitir la formación de espesores considerables de Casquete y atribuye el espesor variable de casquete a las condiciones de acumulación, es decir, cantidad total disuelta y cantidad de residuo de sal.

Según Taylor, el yeso, la calcita y el azufre del casquete han sido formados por la alteración de anhidrita, suponiendo que la reducción de la misma se efectuó por la actividad de las soluciones circundantes, tales como: petróleo, hidrógeno sulfurado con la oxidación posterior o inmediata de este último, después de alguna migración hacia partes del casquete en donde existen condiciones de oxidación.

El trabajo más aceptado, relacionado con el casquete es el de Herbert W. Feely y J. Laurence Kulp 1957, estos autores encontraron que la relación de isótopos de azufre -

S^{32}/S^{34} de los sulfatos en la sal y del casquete es constante para varios domos de la Costa del Golfo, lo que sugiere, una sola secuencia de evaporitas. Además corrobora la teoría del origen del casquete de anhidrita por acumulación de residuos insolubles en el agua de sal, asimismo, demuestra que el sulfato no es reducido por el petróleo a las temperaturas que alcanza un domo salino y con una rapidez suficiente para producir los depósitos de azufre.

Dichos investigadores encontraron también que las bacterias reductoras de sulfatos, *Desulfovibrio*, sobre petróleo como su fuente de energía, pueden reducir sulfatos con una rapidez que es suficiente para producir los depósitos de azufre en un millón de años.

Feely y Kulp encontraron que las relaciones de isótopos de C^{12}/C^{13} del casquete de calcita, son más bajas que las de los carbonatos de calizas sedimentarias, pero son muy similares a las del petróleo, mostrando así que el carbono del casquete de calcita se deriva de la oxidación del petróleo. (D'Argence 1976).

La siguiente es una serie de eventos que probablemente tomaron lugar durante la formación de un casquete:

- 1.- Intrusión de la sal dentro de una zona de activa circulación de agua freática.
- 2.- Truncación gradual de la parte superior de la sal por solución, decapitación de los pliegues en la sal y formación de una mesa de solución y acumulación de "arena" residual de anhidrita.
- 3.- Compactación del casquete acompañado por precipitación de anhidrita proveniente de la solución y

el intercrecimiento de los "granos de anhidrita".

- 4.- Continua solución de sal con crecimiento continuo del domo salino, compensando así la que se disuelve. Consolidación de la anhidrita y subsecuente deformación de ésta, por esfuerzos de empuje y colapso.
- 5.- Intromisión de soluciones alterantes con bacterias anaeróbicas, zona transicional en la cual la anhidrita se altera a calcita y azufre, quedando una capa original anhidrítica que generalmente se conserva o en ocasiones se hidrata a yeso. (Murray, 1966).
- 6.- Las bacterias anaeróbicas de la zona de transición laboran hacia abajo, produciendo calcita, azufre, sulfuro de hidrógeno y agua en presencia de hidrocarburos; como el sulfuro de hidrógeno es muy soluble en agua, puede en ocasiones ser transportado a zonas de oxidación, en donde puede depositar azufre, con mayor frecuencia en las formaciones sobreyacentes, por ser la anhidrita muy poco permeable, con depositación de calcita secundaria, azufre, pirita (en presencia de óxido de hierro) y otros sulfatos como la barita y la celestita.

V.6 PETROGRAFIA

Las muestras de rocas, seleccionadas para ser estudiadas, proceden de pozos perforados en las tres áreas de estudio (Fig. 7), dándole mayor importancia al área de Petapa, debido a que es el área más reciente en cuestión de explotación de azufre. En esta última área se observaron proce-

Los diagenéticos importantes de silicificación y en las calizas de los domos de Texistepec y Jáltipan existen procesos diagenéticos de disolución y precipitación de elementos calcáreos.

La mineralogía que predomina en las rocas de las áreas en -- estudio es la siguiente en orden de abundancia:

- 1.- Calcita - La calcita es el mineral más abundante ya que se encuentra formando las calizas del casquete rocoso en forma de microespatita y espatita, en combinación con sedimentos arcillosos en forma de micrita, margas o lutita calcárea y relleno de fracturas y diaclasas en todos los minerales del casquete rocoso. Al microscopio se le reconoció por su carácter óptico uniaxial negativo con alta birrefringencia y megascópicamente por color, porosidad, etc., además de su efervescencia en HCl diluido. (foto A-2).
- 2.- Anhidrita - Este mineral fue determinado al microscopio por su birrefringencia (más alta que la del yeso), por su forma cristalina rectangular alargada y a veces por su carácter óptico biaxial positivo. En ocasiones es observable el cambio gradual de anhidrita a yeso típico, por hidratación de este mineral (foto A y A-1).
- 3.- Yeso - Se determinó por su carácter óptico biaxial positivo y por su baja birrefringencia igual a la del cuarzo y por su índice menor que el del balsamo.

- 4.- Dolomita - La dolomita se determinó en el microscopio por sección rombica característica por su cruceo paralelo a los lados del rombo por su carácter óptico uniaxial negativo, por su alta birrefringencia y por su tendencia a teñirse bien con "alicerina". Los rombos de dolomita son raros ya que no abundan en las láminas de caliza que se estudiaron, la característica principal es de - que no aparecen en las zonas recristalizadas de calcita.
- 5.- Aragonita - Existen minerales dentro de las muestras de caliza estudiadas, con las propiedades típicas de la aragonita, biaxiales negativos, alta birrefringencia y asociados a la calcita; más no se tiene la certeza de su existencia en las rocas.
- 6.- Cuarzo - El cuarzo se determinó en el microscopio por su carácter óptico uniaxial positivo, por su baja birrefringencia y por su índice óptico un poco mayor que el del bálsamo. Se presenta en fragmentos detriticos y en formas aisladas en rocas de poca profundidad, teniendo características importantes como la de una especie de extinción ondulate, así como formas poco comunes (Taylor 1938), - menciona unas formas de rosetas, más no son precisamente así las que se observan en las láminas - 85-886 (foto B).
- 7.- Fragmentos detriticos - Aquí se incluyen todos - aquellos minerales que por su tamaño demasiado pequeño, no fue posible determinar en las láminas. (foto C)

- 8.- *Oxidos Metálicos* - Al microscopio se reconocieron por su opacidad y megascópicamente por su color - pando rojizo. Por lo general aparecen en los bordes y dentro de los cristales de calcita en forma de franjas y manchas oscuras (foto D) en la matriz microcristalina de la calcita.
- 9.- *Azufre* - Prácticamente en las láminas delgadas no se observa, ya que por el proceso de elaboración - de éstas (alta temperatura) el azufre desaparece - de la roca (se funde). Megascópicamente se observa en la mayoría de las rocas del casquete rocoso.

Los siguientes minerales y compuestos no se observaron al microscopio pero existen en las rocas del área.

- 10.- *Cloruro de Sodio (Halita)* - Se encuentra presente en solución del agua del casquete (agua cognada), y posiblemente cristalice en lugares que pueda alcanzar niveles de saturación, proviene igual que la anhidrita del Domo Salino.
- 11.- *Sulfuro de Hidrógeno* - Presente también en solución del agua del casquete, por ser muy soluble - en agua fría (20° C); proviene del metabolismo de las bacterias anaeróbicas que descomponen la anhidrita, produciendo entre otros compuestos el H₂S

PROCESOS DIAGENÉTICOS.

A continuación se describen los procesos diagenéticos observados:

En la lámina 85-888 (foto E) se observó en la matriz, que siendo originalmente constituida por micrita, presenta fases de disolución, frecuentemente reemplazadas por espatita. La disolución de la matriz origina una porosidad intergranular.

Este fenómeno se inicia frecuentemente debido a la disolución de los carbonatos en contacto con las aguas meteóricas y con las aguas subterráneas de origen meteórico. Es en un medio Subácido que los carbonatos sufren los procesos diagenéticos de tipo disolución-precipitación (Friedman 1964), Bathurst 1973, Purser 1973, Lucas et al. 1976). El proceso es como sigue: la calcita y la aragonita son fácilmente disueltas bajo la acción de las aguas dulces. La cantidad de CO_2 en el agua se vuelve más abundante (Aubouin et al. 1975) Estas aguas-poco alcalinas tienen la tendencia de adquirir un pH bajo por la liberación de los iones H^+ , transformándose así en corrosivas (Elf-Aquitaine, 1977).

En este medio, las películas orgánicas son oxidadas. La aragonita se disuelve progresivamente hasta que sólo queda una pequeña cubierta micálica (Bathurst 1971, 1973; Friedman, 1973). Algunas veces, esta disolución produce una porosidad secundaria dentro de la matriz. Al mismo tiempo que la disolución de la aragonita produce una formación de calcita no magnésica (espatita) que precipita reemplazando sucesivamente los espacios intergranulares, bajo la forma de calcita drúsica (Purser 1973; Elf-Aquitaine 1977; Maépica 1980 (foto E).

La lámina 85-886 presenta otra fase de disolución que es la del sílice. La presencia de Cuarzo es probable que se deba a una substitución granular a partir de fisuras o de la periferia del grano. En los dos casos se considera co

mo un fenómeno de epigénesis, es decir, una modificación mineralógica que afecta más o menos profundamente a los granos. Este fenómeno consiste en un reemplazamiento, molécula por molécula, del sílice por la calcita, es decir, se trata de un reemplazamiento épitaxial en el que se conserva la red cristalográfica del grano original. (Pettijohn et al, 1972).

Según Millot (1957), el sílice es susceptible de disolverse a partir de un pH relativamente elevado, del orden de 9. Estos tipos de pH se encuentran generalmente en las aguas continentales y en las aguas marinas poco profundas -- (Friedman 1973). Es importante anotar, que estos procesos parece que tienen relación con la presencia de organismos inferiores (bacterias, hongos, etc.) que modifican considerablemente las condiciones físicoquímicas del medio. (Malpica et al. 1964).

Las aguas meteóricas - Dulces - que llegan al casquete empiezan activamente a disolver la calcita y la aragonita, - hasta que quedan saturadas de carbonatos momento en que alcanzan un pH elevado y pueden iniciar la solución lenta de granos de cuarzo. Esto se ha comprobado por observaciones hechas en láminas delgadas, corroboradas por muestras de agua del casquete, tomada de pozos de desfogues y analizadas en el laboratorio de Jáltipan.

VI.- EL AZUFRE

VI.- EL AZUFRE.

VI.1 PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS DEL AZUFRE

El azufre es un metaloide sólido a la temperatura ambiente, se presenta en diferentes formas o poliformas, todas ellas complejas, por estar formadas por moléculas de ocho átomos.

- 1.- En cristales.
- 2.- Masivo
- 3.- Terroso.
- 4.- Estalactítico.

Cristaliza en el sistema ortoclinico o monoclinico, tiene fractura concoidea o desigual, su dureza varía entre 1.5 a 2.5, su peso específico varía de 2.05 a 2.09 en estado sólido ortoclinico y 1.96 en el sistema monoclinico, su brillo es resinoso. Su color como azufre puro es amarillo canario, pero es muy variable debido a las impurezas que tenga presentando varias tonalidades amarillas, verdes grises y rojas, transparente a translúcido, mal conductor del calor y de la electricidad, es insoluble en agua y poco en los ácidos, soluble sólo en bisulfuro y tetracloruro de carbono. Su número atómico es 32.064 y sus Isotopos estables son : S^{32} , S^{33} , S^{34} , S^{36} . Además sus valencias son: 2^- en H_2S , 4^+ en SO_2 y 6^+ en SO_3 .

Una de las características que tiene el azufre es que cuando se sostiene un cristal con la mano cerrada cerca del -
oldo, se le oye crujir debido a la dilatación de las capas superficiales por el calor de la mano, (crepita) mientras que en su interior no lo hace debido a la poca conductividad calorífica del mineral; por lo tanto, los cristales de azufre deben ser tratados con esmerado cuidado.

Frecuentemente las impurezas que contiene son de arcilla o asfalto, pudiendo contener pequeñas cantidades de selenio, arsénico o telurio, funde de $112,30^{\circ}\text{C}$ a 119°C y arde con una llama azul produciendo anhídrido sulfuroso. Da un líquido de color rojo a amarillo oscuro en caliente y amarillo en frío. Se distingue del oropimente por su mala exfoliación.

YACIMIENTO

El azufre se encuentra frecuentemente en o cerca del borde de los cráteres volcánicos activos o extinguidos, donde se ha depositado, por oxidación de los gases emanados durante las erupciones, o en fumarolas. Se forma también por la reducción de sulfatos, especialmente del yeso. Puede ser depositado por aguas que lo lleven contenido por la acción de una bacteria llamada del azufre (*Desulfovibrio Disulfuricans*). Generalmente se encuentra en rocas sedimentarias de edades terciarias y asociado a menudo al yeso y a la calcita.

En los Estados Unidos los depósitos más productivos están en Texas y Louisiana; en México los depósitos más productivos se encuentran al sur del Estado de Veracruz, donde el azufre está asociado con anhídrita, yeso y calcita, en las rocas que cubren los domos de sal, explotándose en estos depósitos por el proceso Frasch.

VI.2 ORIGEN DEL AZUFRE

A principios de 1877, fue propuesta en Francia la teoría de la formación de H_2S por bacterias y algas. Bacterias

anaeróbicas fueron encontradas e investigadas en canales, drenajes, en los fondos de los océanos y en casi todas las partes en donde hubiera masas de agua, se encontraron ampliamente dispersas en las profundidades de aguas libres de oxígeno alrededor de todo el mundo. Sin embargo, no fue sino hasta 1926 cuando fueron descritas las bacterias anaeróbicas sulfato-reductoras, en el agua de campos petroleros de Illinois y California.

No obstante, mucha gente pensó que a dichas bacterias las habían introducido en el agua durante la perforación o bien durante un muestreo defectuoso.

Trabajos posteriores demostraron que esas bacterias son encontradas en la mayoría de las aguas de campos petroleros, depositados probablemente durante la sedimentación.

En 1946, el investigador Claude Zobell, encontró bacterias sulfato-reductoras en núcleos de casquetes rocosos asociados a domos salinos; después de este acontecimiento, muchos microbiólogos han estudiado más a fondo este fenómeno y por tanto han ampliado el conocimiento de las bacterias anaeróbicas.

Estas bacterias son altamente versátiles, se ha observado que pueden adaptarse a vivir en aguas negras o en aguas dulces, por ejemplo. Debido a esto, los bacteriólogos han tenido muchas dificultades en el estudio de estas bacterias, por lo que han optado por denominar a las bacterias según su ambiente. Los estudios hechos indican que las siguientes especies son las más activas: *Desulfovibrio* "desulfurador", la más ampliamente distribuida y más activa a la temperatura ambiente, *desulfovibrio orientis* un "mesophilic", o de temperatura media

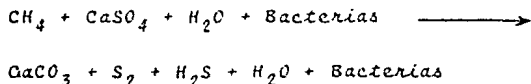
y *Clostridium nigrificans* un "thermophilic" o efecto de calor.

Todas estas bacterias se alimentan de sulfato de calcio y por su metabolismo, queman hidrocarburos como fuente de energía, reduciendo el azufre del sulfato de calcio o anhídrido ($\text{CH}_4 + \text{CaSO}_4$), al mismo tiempo parte del azufre resultante de la reacción, actúa como captor de hidrógeno (H_2S) en lugar del oxígeno.

Los productos finales son el H_2S , la calcita (CaCO_3), azufre y agua.

El azufre puede volver a disolverse como un polisulfuro - en agua sulfurada con H_2S y después precipitar en forma de azufre cristalino.

La siguiente es una reacción típica de azufre originado por bacterias:



El metano (CH_4) es usado para simplificar la reacción, de hecho hidrocarburos complejos más pesados pueden alimentar a las bacterias.

Los hidrocarburos presentes en el casquete rocoso de los domos salinos de Jaltipan, Petapa y Texistepec, provienen de acumulaciones en los sedimentos terciarios, atrapados por la acción tectónica de la sal al formar los domos salinos, plegando y en ocasiones sellando las capas permeables de los sedimentos mencionados.

VI. 3 GEOLOGIA ECONOMICA

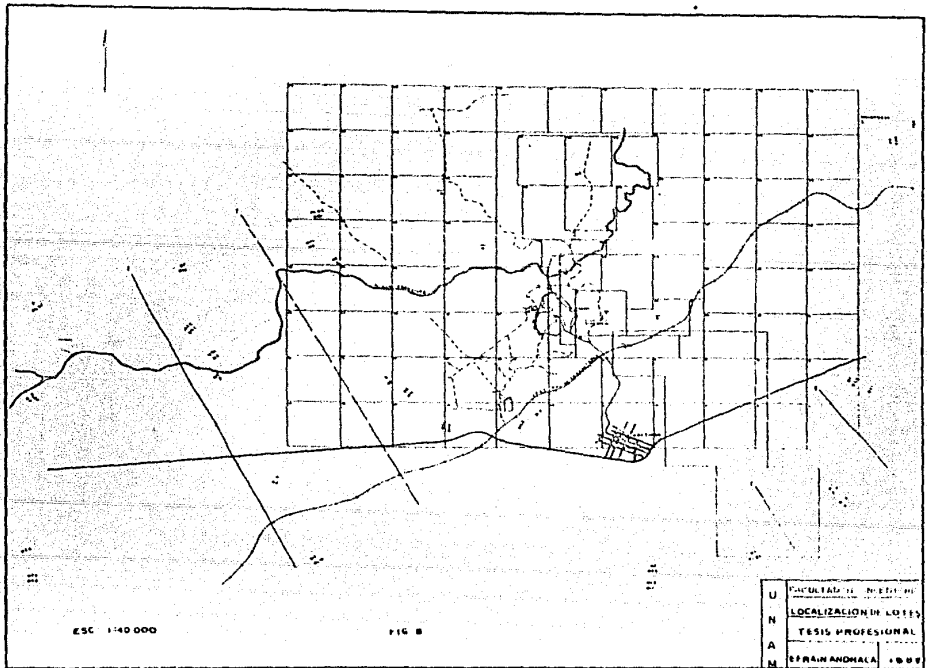
Para cualquier yacimiento mineral el cálculo de reservas es un factor muy importante para la planeación de nuevas Plantas, así como la vida económica del área en explotación. Para el caso de los domos en estudio en el presente trabajo, el cálculo de reservas es muy importante, ya que presentan aspectos muy diferentes.

El domo de Jiltipan es la zona más explotada, ya que se empezó a trabajar en él desde el año de 1954, explotándose azufre solamente, (ya que actualmente también se explota la sal). Pese a lo anterior, aún en la actualidad presenta reservas con buenas perspectivas como son el lote # 22, el lote # 13, que ya se han comenzado a explotar, y el área de Potrerillos - que para 1987 será comenzada su explotación (Fig. 8).

El domo de Petapa se comenzó a explotar en el año de 1965 y tiene la característica de que su casquete rocoso no se encuentra a mucha profundidad (40 mts. en promedio).

El domo de Texistepec, sin embargo, es la zona que mejores perspectivas presenta para el futuro, ya que se empezó a explotar a principio de la década de los 70 presentando la característica de ser un yacimiento gigante de azufre, así como Jiltipan, pero que al cuantificar sus reservas nos da resultados mucho más favorables.

Para el cálculo de reservas, dentro de las Azufreras, se utilizan dos métodos que a continuación se mencionan:

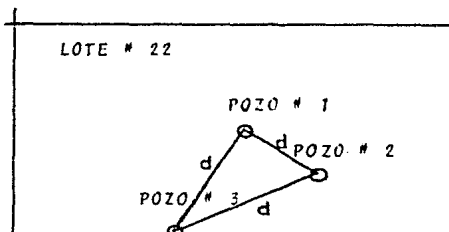


Método por triangulación de pozos.- Este método se utiliza cuando el azufre se explota por medio de pozos (método Frash) y conforme más pozos se tienen, es mejor ya que nos da una mejor aproximación al mineral real. El método consiste en hacer triangulaciones entre los pozos (en un plano) utilizando las distancias entre ellos. Con éstos se emplea la siguiente fórmula: $\pi r^2 \times$ densidad del azufre (2.06) X azufre estimado en muestras (núcleos) = Toneladas estimadas. Donde "r" viene siendo la mitad de la distancia entre el pozo, el cual se le va a estimar reservas y el pozo con el cual se va a triangular (por lo menos deben ser dos).

La densidad del azufre es ya un dato conocido que es de un valor de 2.06 en promedio.

El azufre estimado se hace en base al núcleo en los pozos perforados, sacando un porcentaje de azufre en la caliza y multiplicándolo por la distancia o espesor de caliza.

Ejemplo:



d = Distancia entre pozos

$$r = \frac{d}{2}$$

$$\pi r^2 \times 2.06 \times A.E. = \text{Tonelaje estimado}$$

Como un ejemplo de la forma de trabajar con estos datos se hará a continuación el cálculo de reservas para el Lote # 22 del domo de Jáltipan. Tabla # 1.

El dato obtenido nos dice que sumando el Lote # 22, con el Lote # 13, que cuenta aproximadamente con -- 350,000 tons. y con las reservas de Pozzerillos que son aproximadamente de 2'000,000 de Tons. para el domo de Jáltipan existen aproximadamente 3'350,000 Tons.

Para el domo de Petapa, se le ha calculado aproximadamente 2'000,000 Tons. y para el domo de Texistepec - son mayores a los 23'000,000 de Tons.

El otro método restante es el de hacer configuraciones pro lote de azúcar neto y evaluar las áreas por medio del planímetro, dándonos cantidades que también son bastante buenas, estando las variaciones - en función de la persona que configure los datos de azúcar neto y la forma de utilizar el planímetro.

TABLA # 1

LOTE # 22

POZO	RESERVAS ESTIMADAS (TONS)
22 - 86	20,582
22 - 94	10,100
22 - 84	23,053
22 - 97	9,319
22 - 85	21,842
22 - 96	8,978
22 -117	9,820
22 -119	36,468
22 - 91	16,179
22 - 95	10,934
22 -122	20,224
22 -123	27,504
22 -124	26,227
22 -125	18,380
22 -126	50,673
22 -127	12,232
22 -129	26,407
22 - 87	15,524
22 -128	20,968
22 -109	24,592
22 -133	9,112
22 -137	21,227
22 -139	11,035
22 -140	8,791
22 -142	3,057
22 -144	59,459
22 -147	8,721
22 -100	18,607
22 -148	17,474

POZOS

RESERVAS ESTIMADAS
(TONS)

22 -149	34,086
22 - 99	19,819
22 -150	18,606
22 -151	25,002
22 -152	21,841
22 -145	35,384
22 -153	19,788
22 -154	24,673
22 -155	6,115
22 -157	57,983
22 -158	44,525
22 -146	26,690
22 -159	14,156
22 -160	18,201
22 -161	7,572
22 -162	16,097
22 -163	13,250
22 -164	69,378
22 -165	42,413
22 -167	62,130
22 -166	2,589
22 -168	17,065
22 -170	14,157
22 -171	12,427
22 -173	17,344
22 -174	7,571
22 -175	10,873
22 -177	72,430
22 -134 "A"	4,593
22 -176	10,598
22 -180	15,771
22 -181	44,844

POZOS

RESERVAS ESTIMADAS

(TONS)

22 -182	5,049
22 -184	10,097
22 -185	4,951
22 -186	11,908
22 -178	21,875
22 -187	9,321
22 -188	5,954
22 -190	37,839
22 -191	10,613
22 -192	13,396
22 -195	2,831
22 -197	8,882
22 -198	13,782
22 -202	2,245
22 -194	11,132
22 -199	4,357
22 -200	31,455
22 -204	46,596
22 -205	30,284
22 -206	23,459
22 -207	6,203
22 -211	5,436
22 -213	3,883
22 -169	29,932
22 -212	38,053
22 -214	6,406
22 -215	23,859
22 -217	19,674
22 -218	2,265
22 -219	21,029
22 -220	4,368
22 -209	30,290
22 - 74 "A"	41,940

POZOS

RESERVAS ESTIMADAS
(TONS)

22 -208	19,416
22 -210	30,285
22 -216	7,863
22 -222	15,332
22 -223	19,805
22 -226	10,112
22 -228	9,578
22 -231	16,989
22 -232	10,485
22 -234	19,222
22 -229	3,884
22 -236	18,057
22 -237	8,285
22 -240	6,774
22 -244	2,525
22 -245	5,767
22 -246	3,057
22 -248	19,868
22 -244 "A"	5,679
22 -246 "A"	5,436
22 -249	1,116
22 -250	2,365
22 -251	4,950
22 -252	5,388
22 -254	3,623
22 -255	3,947
22 -256	5,680
22 -257	2,912
22 -258	2,344
22 -259	1,294
22 -260	14,084

POZOS

RESERVAS ESTIMADAS
(TONS)

22 -239	12,813
22 -261	1,641
22 -263	2,350
22 -264	7,507
22 -265	2,071
22 -266	11,595
22 -267	1,747
22 -268	15,428
22 -270	2,815
22 -273	17,474
22 -274	21,572
22 -274	13,980
22 -278	11,067
22 -279	14,563
22 -280	8,734
22 -281	6,870
22 -282	14,965
22 -284	13,288
22 -285	6,466
22 -286	15,063
22 -287	9,800
22 -288	3,150
22 -289	4,200
22 -291	7,000
22 -297	6,472
22 -298	6,731
22 -299	37,353
22 -292	6,562
22 -293	5,663
22 -301	1,618
22 -302	12,943
22 -300	5,258
22 -303	10,516

VII.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

VII.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El presente estudio ha servido para poder comprobar algunas ideas de personas que no tuvieron la oportunidad de poder llevar a un laboratorio sus teorías, en el pasado. Gracias a la ayuda de éste, ahora se puede asegurar que el mecanismo de formación de las evaporitas del área estudiada es muy similar al modelo establecido (Karabugazi), que el conocimiento de las condiciones que prevalecen en este tipo de cuencas, dan por resultado el tipo de rocas evaporíticas que se formarán.

Con el conocimiento sumado a los procesos diagenéticos - también vistos en este estudio, se puede reconocer la formación de formas caprichosas en los casquetes rocosos como es el caso de los casquetes falsos así como también - asegurar que la presencia de capas rojas (almagre) garantiza la ausencia de un casquete de caliza con azufre, ya que el almagre (FeO_2) es un inhibidor de la acción bacteriana.

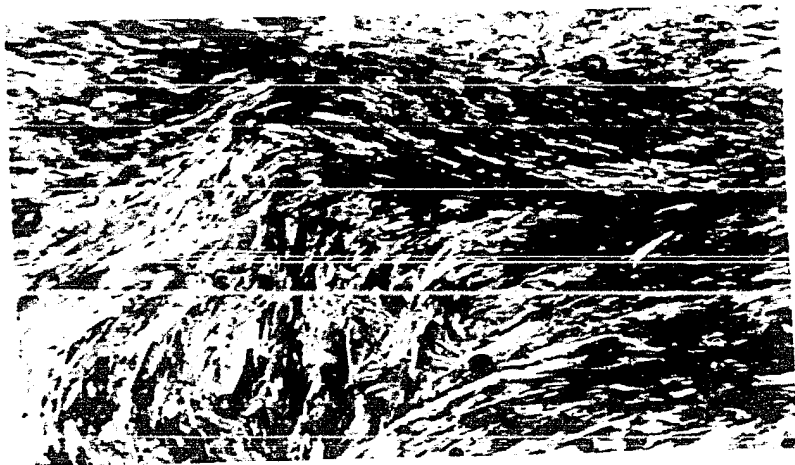
La gran importancia de estudiar a fondo la génesis de los yacimientos de azufre de los domos salinos del Sur de Veracruz, ha mostrado un método para entender mejor las relaciones que determinan la deposición de grandes volúmenes de azufre. El entendimiento de estas relaciones ayudan a determinar áreas nuevas con mayores posibilidades para encontrar yacimientos de azufre similares a los descritos.

En la cuenca salina del Sureste de México existen varios cientos de domos salinos, semejantes a los estudiados, pero son muy poco conocidos, ya que no más de 80, han sido explorados en cierto grado, quedando el resto por analizar para ver la posibilidad de encontrar nuevos yacimientos de

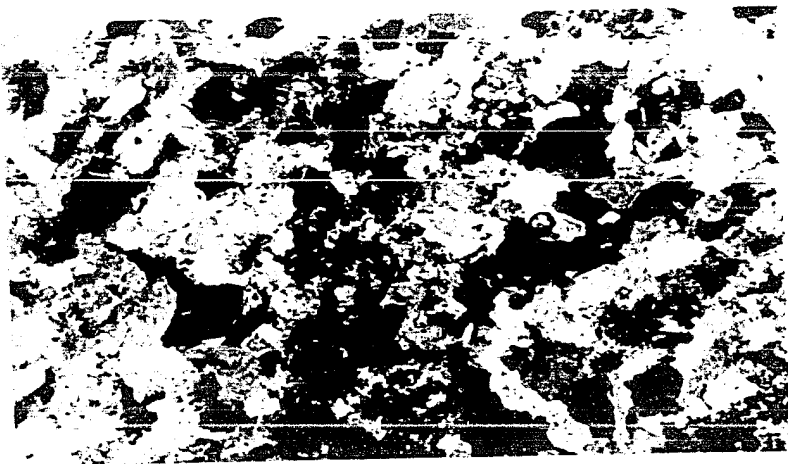
azufre o de hidrocarburos.

En consecuencia se recomienda:

- 1.- Continuar los estudios de Geología superficial y del sub-suelo (por medio de pozos), en toda la Cuenca Salina.
- 2.- Determinar zonas favorables para el desarrollo de domos salinos con casquetes de caliza con azufr.
- 3.- Señalar las grandes estructuras salinas que permitan la explotación de la sal, o la formación de grandes cavidades para el almacenamiento de hidrocarburos u otros líquidos de importancia económica.
- 4.- Determinar zonas favorables para localizar yacimientos de sales de potasio, con posibilidades de extracción económica.



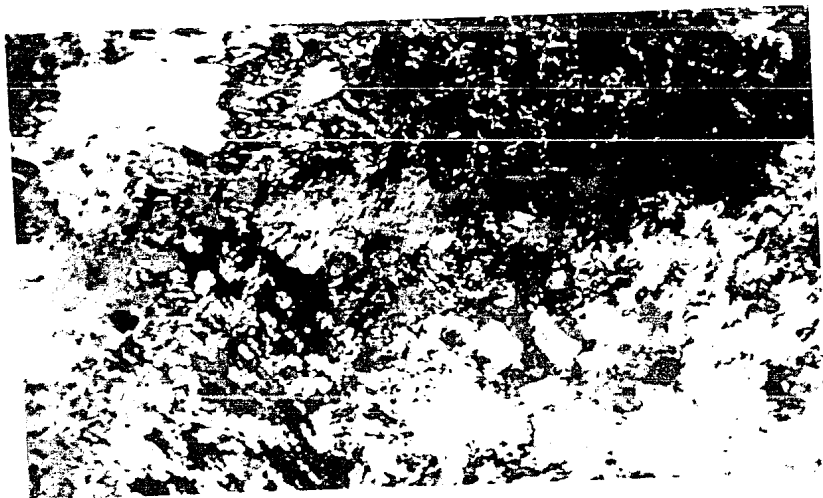
Fotografía A. Anhidrita en forma fibrosa que pasa gradualmente a yeso 1P40X.



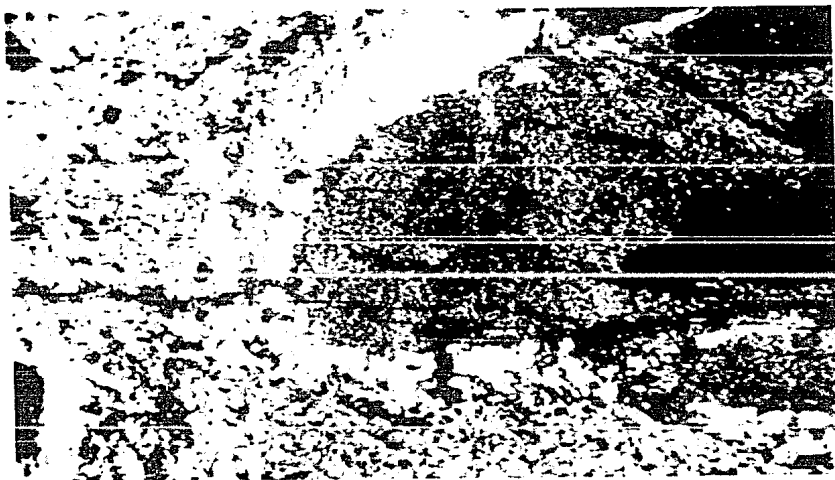
Fotografía A-1.- Granos de anhidrita de diferentes tamaños, hacia la parte superior derecha, hay cristales de yeso (color grisáceo). 1P40X.



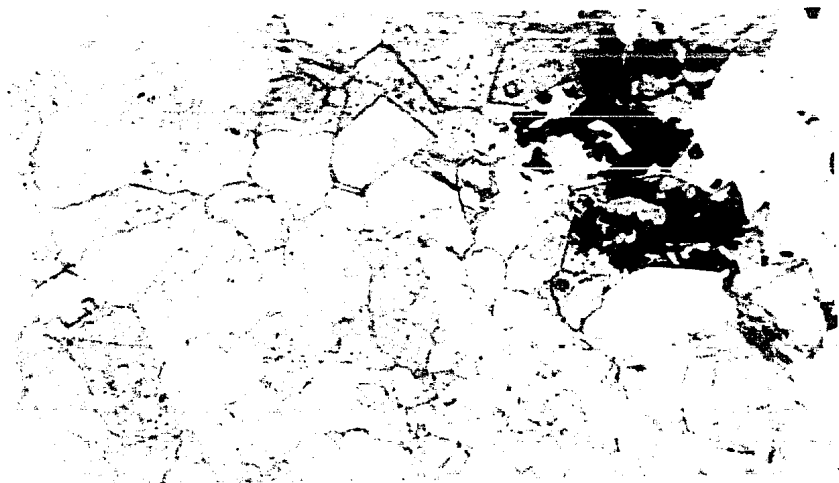
Fotografía A-2. - Cristales de calcita y probablemente dolomita y aragonita formando parte de una caliza pura --- LP40X.



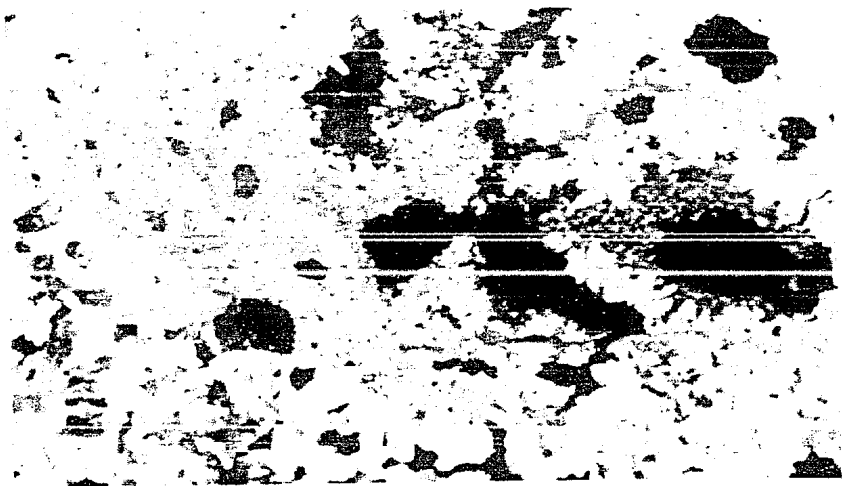
Fotografía B. - Cristales de cuarzo anhedrales substituyendo cristales de calcita. LP40X.



Fotografía C. - Fragmentos detríticos calcáreos rodeando una concha, la cual contiene a su vez, fragmentos detríticos de diferente composición 1P49X.



Fotografía D. - Oxidos de hierro formando parte de una caliza. Luz natural.



Fotografía E. - Cristales de calcita formando parte de una caliza que ha sufrido procesos diagenéticos de disolución y precipitación de CaCO_3 . Se puede observar como en calcita que ha rellenado fracturas presenta formas típicas de "Calcita Drúsica". LP49X.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- Adams A. E., Mackenzie W. S. and Guilford C. (1984)
Atlas of Sedimentary Rocks under the microscope.
 Longman Group Limited.
- Hubovín J., Brousse K. Lehman J. P. (1975)
Précis de Géologie
 Dunod Imp., T. I., Zeme Edit., 717 p.
- Bathurst R. G. L. (1971)
Carbonate Sediment and their diagenesis
Developments in sedimentology, No. 12, Elsevier, Amsterdam
 620 p.
- Bathurst R. G. L. (1973)
Problemes généraux posés par la diagenèse des sédiments carbonatés.
[General problems of diagenesis in carbonate sediments]
Bull. Centre Rech. Pan - SNPA, Vol. 7, No. 1, p. 99-110;
 4 fig.
- Brown, Levi S. (1931)
"Cap-Rock Petrography"
Bull. A.A.P.G., Vol. 15, No. 5, pp.509-529
- Carozzi A. V. (1972)
Microscopic Sedimentary Petrography
 Robert E. Krieger Publishing Company Inc.
- Contreras H. y Castellón M. (1960)
Morfología y Origen de los Damos Salinos del Istmo de Tehuantepec.
Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros,
Vol. XII, No. 7 y 8 [Julio y Agosto] Págs. 221-243.

D'Argence M.A. (1976)

Estudio Geológico por Azufre del Domo de Texistepec.
Tesis Profesional, U. A. P., Escuela de Ingeniería.

Domínguez G. (1976)

Estudio Geológico del Domo de Jáltipan
Archivos Azufrera Panamericana.

Elf - Aquitaine (1977)

Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts
carbonatés
Elf - Aquitaine, Centre Rech. de Bousens et de Pan.
No. 2, Eléments d'interprétation

Enciso de la Vega S. (1963)

Estudio Mineralógico y Petrográfico de algunos Domos
Salinos del Istmo de Tehuantepec.
Boletín del Instituto de Geología de la U.N.A.M., Mé-
xico, D. F.

Feeley H. and Kulp J. L. (1957)

Origin of Gulf Coast Salt Dome Sulphur Deposits.
Bulletin of the American Association of Petroleum
Geologists, Vol. 41, No. 8 (August) p.p. 1802-1853
9 Figs.

Friedman G. M. (1964)

Early diagenesis and lithification in carbonate sediments
Jour. Sedim. Petrol., Vol. 34, No. 4, p. 777-813, 53 fig.

Friedman G. M. (1973)

Cementation in reefs
Bull. Centre Rech. Pan - SNPA, Vol. 7, No. 1, p. 171-176,
6 fig.

García E. (1964)

*Modificación al Sistema de Gasificación climática de -
Köpen (para adaptarlo a las condiciones de la República
Mexicana)*
México, D. F.

Goldman, Marcus, I.

" *Petrography of Salt Dome Cap-Rock*" (1925)
Bull. A. A. P. G. Vol. 9 pp. 43-78

Hungsberg U. O. F. (1958)

*Estudio Preliminar del Origen del Azufre en el Cap-Rock
de los Domos Salinos de la Cuenca Salina del Istmo de -
Tehuantepec.*
Tesis Profesional, U.N.A.M., Facultad de Ingeniería

Kerr P. (1965)

Míneralogía Óptica.
McGraw-Hill Book Company, Inc. Tercera Edición.

López Ramos E. (1983)

Geología de México
Tomo III, 3a. Edición

Magaña A. (1983)

*Reactivación de una Área de Explotación de Azufre Par --
cialmente Explotada del Domo de Jáltipan, Ver.*
Tesis Profesional, I. P. N., E.S.I.A.

Malpica Cruz V. (1980)

*Etude de Depots Littoraux Pleistocenes du sud-ouest de
la basse Californie, Mexique.*
These Doctoral, Université de Bordeaux

Malpica C. V. y Celis G. S. (1984)

Interpretación de los procesos de disolución y precipitación observados en el estudio de microfacies de depósitos litorales de la costa occidental de Baja California Sur

Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a Symposium (Hermosillo, Son., April 21-23), U.N.A.M., Instituto de Geología, México, D.F.

Manuel G. R. (1980)

Proyecto de Exploración y Explotación por Salmuera en el Domo de Jaltipan, Ver.

Tesis Profesional, I. P. N., E. S. I. A.

Millot G., Radier H., Muller, Feuga R., Defossez M., Wey R. (1959)

Sur la géochimie de la silice et les silicifications sahariennes

Bull. Serv. Carte géol. Fr., Alsace-Lorr., Strasbourg T. XII, No. 2, p. 3-14, 3 fig.

Murray G. E. (1966)

Salt Structures of Gulf of México Basin.

Bulletin of the American Association of Petroleum

Geologist, Vol. 50, No. 3 (March) p.p. 439-478, 67 Figs.

Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever R. (1972)

Sand and Sandstone.

Springer - Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 18 p., 258 fig.

Purser, B. H. (1973)

Aspect de la diagenese carbonatée precoce et ses rapports avec les milieux sédimentaires actuels et anciens.

Sciences de la Terre, T. XVIII, No. 3, p.299-313, 4 fig.

Raisz E. (1964)

Mapa de provincias fisiográficas de la República
Mexicana.
Cambridge, Mass.

Taylor, Ralph E. (1937)

"Water Insoluble Residues in Rock Salt of Louisiana
Salt Pits"
Bull. A.A.P.G. Vol.21, No. 10, p. 1268

Williams H., Turner F. J., Gilbert C. M. (1980)

Petrografía.
Compañía Editorial Continental, S. A. Tercera Edición.