

00364 3 28

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO



FACULTAD DE CIENCIAS

DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO

ESTUDIO DE LA ESTRATIGRAFIA Y ESTRUCTURAS
TECTONICAS DE LA SIERRA DE SALINAS
EDOS. DE S.L.P. Y ZAC.

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADEMICO DE

MAESTRO EN CIENCIAS (GEOLOGIA)

P R E S E N T A

GILBERTO SILVA ROMO

DIRECTOR DE TESIS: DR. DANTE JAIME MORAN ZENTENO.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



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.

INDICE

	Pag.
R E S U M E N	1
I N T R O D U C C I O N	3
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	3
OBJETIVOS	9
UBICACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS DE LA SIERRA DE SALINAS	9
METODOLOGIA	14
ANTECEDENTES	15
AGRADECIMIENTOS	17
E S T R A T I G R A F I A	19
FORMACION LA BALLENA	23
DEFINICION	23
ANTECEDENTES	23
DISTRIBUCION	24
LITOLOGIA Y ESPESOR	24
RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	27
EDAD Y CORRELACION	28
AMBIENTE DE DEPOSITO	28
Fuente de los sedimentos	30
LOCALIDADES DEL TRIASICO MARINO EN MEXICO	30
Baja California	34
Michoacán	34
San Luis Potosí	34
Sonora	35
Zacatecas	35
FORMACION NAZAS	38
DEFINICION	38
ANTECEDENTES	39

DISTRIBUCION	39
LITOLOGIA Y ESPESOR	40
Miembro Volcánico	40
Miembro clástico	42
RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	44
EDAD Y CORRELACION	45
AMBIENTE DE DEPOSITO	45
FORMACION ZULOAGA	46
DEFINICION	46
ANTECEDENTES	46
DISTRIBUCION	47
LITOLOGIA Y ESPESOR	47
Miembro basal	47
Miembro medio	47
Miembro cimero	48
RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	48
EDAD Y CORRELACION	49
AMBIENTE DE DEPOSITO	49
FORMACION LA CAJA	50
DEFINICION	50
ANTECEDENTES	51
DISTRIBUCION	51
LITOLOGIA Y ESPESOR	51
Miembro Basal	52
Miembro Medio	53
Miembro cimero	54
RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	55
EDAD Y CORRELACION	55
AMBIENTE DE DEPOSITO	56
FORMACION TARAISES	58
DEFINICION	58
ANTECEDENTES	58
DISTRIBUCION	59

LITOLOGIA Y ESPESOR	59
Miembro basal	59
Miembro medio	59
Miembro cimero	60
RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	60
EDAD Y CORRELACION	60
AMBIENTE DE DEPOSITO	61
FORMACION TAMAULIPAS	61
DEFINICION	61
ANTECEDENTES	62
DISTRIBUCION	62
LITOLOGIA Y ESPESOR	62
RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	64
EDAD Y CORRELACION	64
AMBIENTE DE DEPOSITO	65
FORMACION CUESTA DEL CURA	65
DEFINICION	65
DISTRIBUCION	65
LITOLOGIA Y ESPESOR	65
RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	66
EDAD Y CORRELACION	67
AMBIENTE DE DEPOSITO	67
FORMACION INDIDURA	68
DEFINICION	68
DISTRIBUCION	68
LITOLOGIA Y ESPESOR	69
Miembro basal	69
Miembro cimero	70
RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	70
EDAD Y CORRELACION	70
AMBIENTE DE DEPOSITO	71
FORMACION CARACOL	71
DEFINICION	71

DISTRIBUCION	71
LITOLOGIA Y ESPESOR	72
RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	73
EDAD Y CORRELACION	73
AMBIENTE DE DEPOSITO	73
GRANITOIDES CENOZOICOS	74
DISTRIBUCION	74
LITOLOGIA	74
CARACTERISTICAS QUIMICAS	75
RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	78
EDAD	79
ORIGEN DEL MAGMA	79
IGNIMBRITA VILLA HIDALGO	80
DEFINICION	80
ANTECEDENTES	81
DISTRIBUCION	81
LITOLOGIA Y ESPESOR	81
RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	82
EDAD	82
ROCAS VOLCANICAS INDIFERENCIADAS	82
CONGLOMERADOS TERCARIOS	83
DEFINICION	83
ANTECEDENTES	83
RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	83
EDAD	84
FORMACION LAS JOYAS	84
DEFINICION	84
DISTRIBUCION	84
LITOLOGIA Y ESPESOR	85
RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	85
EDAD	85
DEPOSITOS RECIENTES	85

E S T R U C T U R A S T E C T O N I C A S D E	
L A S I E R R A D E S A L I N A S	87
RASGOS ESTRUCTURALES DEL SECTOR (I) CERRO ALTO	89
RASGOS ESTRUCTURALES MESOZOICOS DE	
LOS SECTORES (II) CERRO LA PEÑA	
Y (III) LA BALLENA)	93
RASGOS ESTRUCTURALES CENOZOICOS DE	
LOS SECTORES (II) CERRO LA PEÑA	
Y (III) LA BALLENA)	97
RASGOS ESTRUCTURALES DEL SECTOR	
(IV) VILLA HIDALGO	101
INTERPRETACION ESTRUCTURAL DE LA	
SIERRA DE SALINAS	104
LA DEFORMACION PRE-JURASICO TARDIO	
EN LA MESA CENTRAL	107
E V O L U C I O N P A L E O A M B I E N T A L	
Y T E C T O N I C A	110
EVOLUCION MESOZOICA	110
EVOLUCION CENOZOICA	117
C O N C L U S I O N E S	119
ESTRATIGRAFICAS	119
SEDIMENTOLOGICAS	119
PETROLOGICAS	120
ESTRUCTURALES	120
CARTOGRAFICAS	122
I N V E S T I G A C I O N E S	
P O R R E A L I Z A R	123
B I B L I O G R A F I A C I T A D A	124

A P E N D I C E P A L E O N T O L O G I C O 136

A P E N D I C E P E T R O G R A F I C O 140

ANEXOS

CARTOGRAFIA GEOLOGICA ESCALA 1:25,000 (Mapa "A")

CARTOGRAFIA GEOLOGICA ESCALA 1:25,000 (Mapa "B")

INDICE DE ILUSTRACIONES INCLUIDAS EN EL TEXTO

FIGURAS

Figura 1-A. Provincia Fisiográfica Mesa Central 4

Figura 1-B. Mapa geológico y tectónico del Jurásico Medio
del norte de México (Según Cserna de, 1971) 4

Figura 1-C. Terrenos estratectónicos de México (Según Campa y
Coney, 1983) 4

Figura 2-A. Elementos tectónicos de la Margen Atlántica (Según
Winker y Bluffer, 1988) 6

Figura 2-A. Elementos tectónicos de la Margen Pacífica (Según
Winker y Bluffer, 1988) 6

Figura 3. Características geográficas de la Sierra de
Salinas 10

Figura 4. Ubicación de los rasgos geográficos o paleogeo-
gráficos mencionados en el texto 12

Figura 5. Columna estratigráfica compuesta de la Sierra de
Salinas 20

Figura 6. Area de afloramiento y litofacies de Mutti y Ricci Lucchi (1972) de la Formación La Ballena	25
Figura 7. Diagrama ternario de procedencia de las areniscas (De acuerdo a Dickinson, 1985)	32
Figura 8. Localidades de rocas marinas del Triásico en México	33
Figura 9-A. Caracterización geoquímica de los granitoides y de la Ignimbrita Villa Hidalgo. (Ubicación de muestras) .	76
Figura 9-B. Caracterización geoquímica de los granitoides y de la Ignimbrita Villa Hidalgo (Oxidos mayores)	76
Figura 9-C. Caracterización geoquímica de los granitoides y de la Ignimbrita Villa Hidalgo. (Índice de Shand) . . .	76
Figura 9-D. Caracterización geoquímica de los granitoides y de la Ignimbrita Villa Hidalgo (Cálculo normativo)	77
Figura 9-E. Caracterización geoquímica de los granitoides y de la Ignimbrita Villa Hidalgo (Diagrama Q'-ANOR)	77
Figura 9-F. Caracterización geoquímica de los granitoides y de la Ignimbrita Villa Hidalgo. (Comparación del magmatismo)	77
Figura 9-G. Caracterización geoquímica de los granitoides y de la Ignimbrita Villa Hidalgo. (Carácter químico) . . .	77
Figura 10. Sectores estructurales de la Sierra de Salinas .	88
Figura 11-A. Rasgos estructurales del corte del km 93 de la carretera 49 (San Luis Potosí-Zacatecas)	90
Figura 11-B. Rasgos estructurales del corte del km 91 de la carretera 49 (San Luis Potosí-Zacatecas)	90
Figura 11-C. Rasgos estructurales de un afloramiento en el Arroyo Chupaderos	90
Figura 12. Mapa geológico y diagramas polares de los rasgos estructurales mesozoicos de los sectores (II) y (III)	94
Figura 13. Diagramas polares de los rasgos estructurales cenozoicos de los sectores (II) y (III)	98

Figura 14. Diagramas polares, guirnaldas y polor beta de superficies de estratificación y proyecciones polares de planos axiales y charnelas de los pliegues de los sectores estructurales de la Sierra de Salinas	103
Figura 15. Comparación de los rasgos estructurales de la secuencia triásica de la Sierra de Salinas con los propios de Zacatecas, Zac. y con los de la Sierra de Catorce	109
Figura 16. Reconstrucción paleogeográfica tentativa para el Triásico Tardío	111
Figura 17. Reconstrucción paleogeográfica para el Oxfordiano - Kimmeridgiano temprano	114
Figura 18. Reconstrucción paleogeográfica para el Albiano - Cenomaniano	116

TABLAS

Tabla I. Unidades estratigráficas mesozoicas propuestas y sus espesores, en la Sierra de Salinas	21
Tabla II. Correlación estratigráfica	22
Tabla III. Características observadas que tipifican las facies de abanico submarino medio en la F. La Ballena . . .	29
Tabla IV. Coteo modal de las areniscas de las formaciones La Ballena, Nazas y Caracol	31

RESUMEN

Se realizó una investigación en la Sierra de Salinas con el objetivo de establecer las relaciones estratigráficas y estructurales de la secuencia pre-Jurásico Tardío y proponer un modelo de evolución paleoambiental.

La Formación La Ballena constituye el basamento de secuencia marina de aguas relativamente profundas expuesta en la Mesa Central. La Formación La Ballena consiste en turbiditas acumuladas en un abanico submarino; en el área se observan facies correspondientes a las partes media y externa del abanico; las areniscas de la formación tienen una clara procedencia cratónica. La Formación La Ballena contiene amonoides del Triásico Tardío y registra cuando menos dos fases de deformación compresiva, las cuales se reconocen por el desarrollo de foliación, deformación de la foliación y el desarrollo de dos familias de pliegues y de dos cruceros. La primera fase de deformación ocurrió con vergencia general hacia el noroeste, antes de la acumulación de la Formación Nazas.

Sobre la Formación La Ballena, yace discordantemente la secuencia continental de la Formación Nazas caracterizada por dos conjuntos litológicos; uno volcánico (Andesítico y basáltico) con derrames, tobas y aglomerados y otro clástico con conglomerados, areniscas y limolitas fluviales, horizontes lacustres y algunas intercalaciones piroclásticas. Al igual que el resto de la secuencia posterior a la Formación La Ballena, esta unidad presenta estructuras tectónicas que se pueden explicar con una sola fase de deformación compresiva. La Formación Nazas se acumuló en un tiempo aún indeterminado, entre el Triásico Tardío y el Kimmeridgiano, probablemente en el Jurásico Medio. Sobre una discordancia, que posteriormente funcionó como una superficie de despegue durante la deformación pos-jurásica; se reconoce la transgresión suprajurásica expresada por la rocas calcáreas y arenosas de plataforma de la Formación Zuloaga; el medio ambiente de la región evolucionó en el marco de una subsidencia mayor a la tasa de sedimentación; así, las unidades marinas cada vez se acumularon a profundidades mayores: La Formación La Caja está formada por tres miembros, el basal es calcáreo-limoso con algunos horizontes arenosos, el miembro intermedio caracterizado por abundante pedernal acumulado en aguas someras y el miembro cimero que es calcáreo-arcilloso con nódulos fosfatados. Las características litológicas de las formaciones Taraises, Tamaulipas y Cuesta del Cura evidencian claramente el incremento en profundidad. Mientras la Formación Taraises consiste en calizas y calizas arcillosas, la Formación Cuesta del Cura está formada por turbiditas calcáreas. Hacia finales del Cenomaniano ocurrió un cambio sedimentológico drástico; la sedimentación, hasta

entonces calcárea, se tornó clástica. Primero arribaron algunas corrientes de turbiedad acarreado arenas que se intercalaron con los lodos calcáreos, después hubo aporte de cenizas volcánicas. Finalmente se generalizó el depósito de las areniscas turbidíticas con lo cual se revirtió la tendencia sedimentológica que imperaba desde el Jurásico Tardío. Hacia finales del Cretácico e inicios del Terciario, la región fué deformada por una fase compresiva con vergencia general hacia el Este. Durante esta fase se generaron fallas inversas imbricadas y se formó un *decollement* a partir de la base de la Formación Zuloaga.

Durante el Cenozoico, la región fue dislocada por dos sistemas generales de fallas normales, uno con rumbo que varía entre N15°E y N15°W y el segundo sistema consiste en fallas normales lístricas con rumbos N54-70°W. Durante el Eoceno, a lo largo de ambos sistemas de fallas se emplazaron intrusivos hipabisales graníticos de muscovita de carácter peraluminicos. En el Oligoceno (?) ocurrió vulcanismo ignimbrítico. Los sistemas de fallas normales fueron reactivados cuando menos una vez durante el Neógeno. El primer sistema con movimiento de falla normal con bloque de techo al occidente con lo cual se definió la Cuenca endorréica Salinas-Chapala-El Salitre; mientras muy probablemente en forma simultánea, el sistema noroeste N54-70°W tuvo movimiento de tijera. Durante la reactivación ocurrió magmatismo básico.

Se propone un modelo de evolución geodinámica cenozoica en el cual el afallamiento y el magmatismo pudieran ser contemporáneos: Ocurrió fusión parcial de la corteza continental, probablemente como respuesta a un combamiento cortical.

INTRODUCCION

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los modelos de evolución geológica mesozoica para México se pueden agrupar en dos tipos. Unos son fijistas con escaso o nulo desplazamiento de masas continentales (Salvador, 1987). El otro grupo involucra movilidad de porciones importantes de la corteza continental de México (Coney, 1983; Anderson y Schmidt, 1983). El traslape del sur de México con Sudamérica en las reconstrucciones globales del Mesozoico Temprano, ha motivado excelentes trabajos de evolución paleogeográfica que explican, a la luz del conocimiento geológico actual, la dinámica en la apertura del Golfo de México. Sin embargo, en estos modelos se ha soslayado el papel que tiene la secuencia triásica marina que aflora en la Mesa Central, en virtud de la falta de información acerca de su fuente de aporte, de su ambiente de depósito, de sus relaciones estratigráficas y sus rasgos estructurales.

Regionalmente se ha resaltado el carácter dual del registro geológico del Mesozoico: Al oriente se han reconocido secuencias asociadas a la apertura del Golfo de México; en tanto que, al occidente están expuestas secuencias asociadas a una margen convergente. La naturaleza del límite entre dichas secuencias no es clara; por lo general, se encuentra cubierto por rocas cenozoicas; sin embargo, en la Mesa Central (Figura 1-A) se han propuesto:

- a) El frente de la cabalgadura Zacatecas-Guanajuato del Jurásico Temprano (Cserna de, 1971), (Figura 1-B).

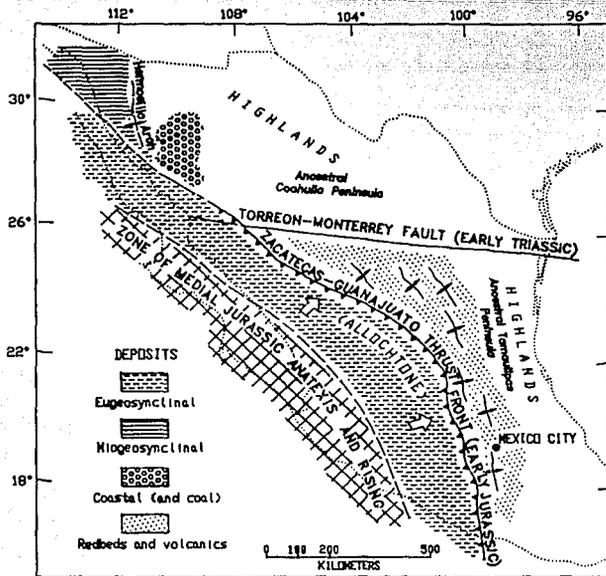


FIGURA 1-A.

Provincia Fislográfica MESA CENTRAL de acuerdo a la D.G.G. (1981).

FIGURA 1-B.

Medial Jurassic geologic and tectonic map of northern Mexico (Fig. 4 de Caerna, 1971)

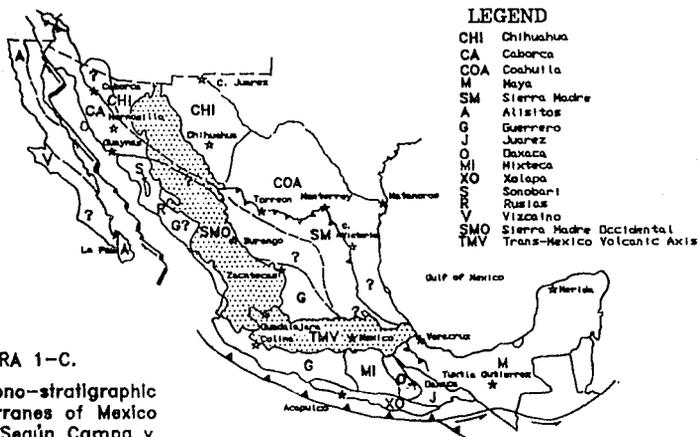


FIGURA 1-C.

Tectono-stratigraphic terranes of Mexico (Según Campa y Coney, 1983).

b) El límite entre los terrenos tectonoestratigráficos Sierra Madre y Guerrero (Campa y Coney, 1983), (Figura 1-C).

c) El límite entre las provincias Circum-golfiana y Pacífica (Winker y Buffler, 1988), (Figuras 2-A y 2-B).

En estas propuestas se destaca el carácter marino de la Formación Zacatecas, excepcional en las rocas del Triásico (O atribuidas a tal período) del centro y oriente de México, las cuales en su mayoría son continentales, por lo cual, la Formación Zacatecas es motivo de especulaciones acerca de su origen y significado tectónico. Por ejemplo, mientras para Coney (1983) puede expresar una secuencia de carácter turbidítico, Martínez y Malpica (1983) consideran que la secuencia expuesta en la Sierra de Peñón Blanco, fué acumulada en un ambiente continental de abanicos aluviales. Por su parte, López Infanzón (1986) interpreta que dicha secuencia se acumuló "...en una cuenca adyacente a un arco volcánico, en la margen activa del continente". Con respecto a la ubicación global, Morán-Zenteno (1984) considera que durante la sedimentación continental triásica, gran parte del ahora territorio mexicano, pertenecía al sector occidental de Pangea.

En el área de la Cd. de Zacatecas, está expuesta una secuencia de "rocas verdes", cuya génesis y edad también son motivo de controversia: Para Burckhardt y Scalia (1906) son rocas espilíticas contemporáneas a la acumulación marina clástica, mientras para Pérez-Martínez y colaboradores (1961) pueden ser rocas subvolcánicas terciarias y para Ranson y colaboradores (1982) son postsedimentarias y de origen intrusivo. Por otro lado, para Servais y colaboradores (1986) dichas rocas verdes de Zacatecas corresponden

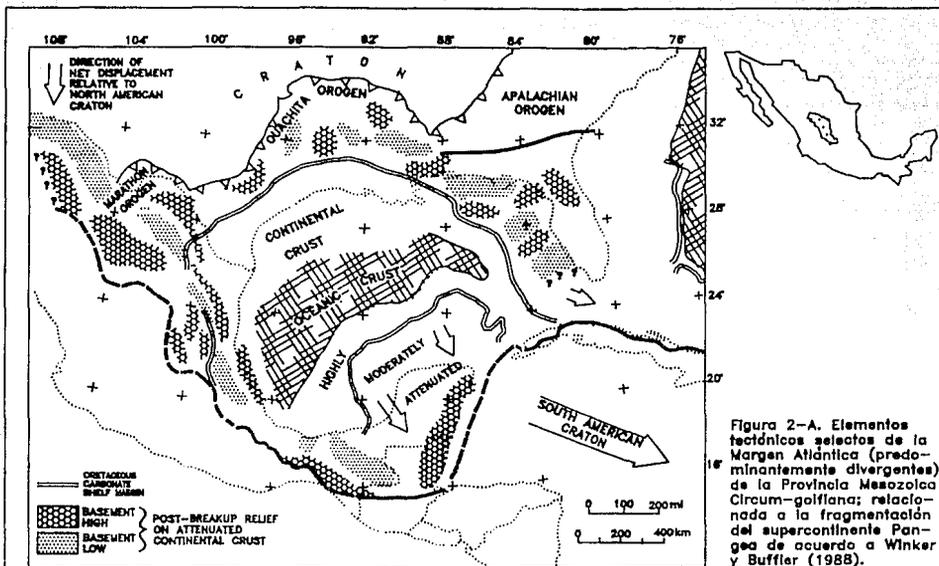


Figura 2-A. Elementos tectónicos selectos de la Margen Atlántica (predominantemente divergentes) de la Provincia Mesozoica Circum-golflana; relacionada a la fragmentación del supercontinente Pangea de acuerdo a Winker y Buffler (1988).

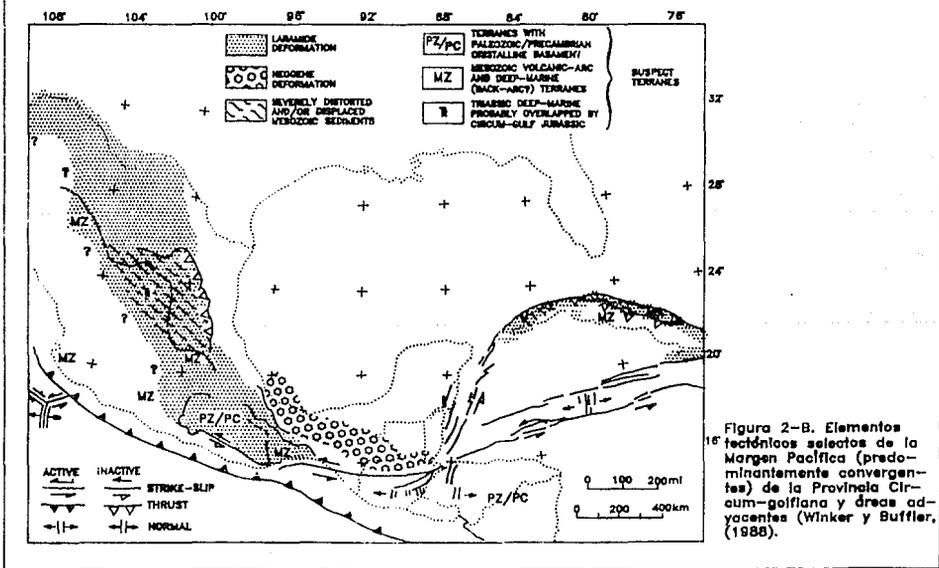


Figura 2-B. Elementos tectónicos selectos de la Margen Pacífica (predominantemente convergentes) de la Provincia Circum-golflana y áreas adyacentes (Winker y Buffler, 1988).

a la secuencia de derrames con estructura almohadillada de la Formación Chilitos (Cserna de, 1976), a la cual consideran del Jurásico Tardío, y para Monod y Calvet (1992) también son derrames submarinos pero de probable edad Cretácico Temprano.

En las investigaciones que he dirigido, en localidades cercanas a Salinas, S.L.P. se han reconocido rocas ígneas con estructura almohadillada, asociadas a secuencias turbidíticas probablemente del Cretácico Temprano (Fac. de Ing., UNAM, 1988); secuencia similar a la expuesta en el área de Fresnillo, Zac. (Cserna de, 1976).

La deformación que presentan las rocas mesozoicas expuestas en la Mesa Central, se ha explicado con base en dos fases de deformación de tipo compresivo. Existe consenso acerca de las características y cronología de la segunda fase, la cual ocurrió hacia finales del Cretácico y principios del Terciario; en cambio, el tiempo de ocurrencia y la vergencia de la primera fase -misma que generó metamorfismo en facies de esquisto verde de la secuencia del Triásico Superior (Ranson y colaboradores, 1982)- no han sido establecidos claramente.

En la Mesa Central se han reconocido numerosas estructuras cenozoicas disyuntivas tipo graben (Labarthe y colaboradores 1982b, Carranza-Castañeda, 1987, Aranda-Gómez y colaboradores, 1989 y Nieto-Samaniego 1990 (1992)), cuyas intersecciones forman ángulos entre 50 y 90°. Para Tristán-González (1986) tales rasgos cenozoicos se explican por un combamiento cortical producido por ascenso astenosférico; lo cual generó fusión parcial, efusión de material volcánico y colapso de la estructura. Aranda y colaboradores (1989) proponen otras dos hipótesis: a) Las estructuras son heredadas de la conformación estructural mesozoica. b) Las fallas con direcciones distintas se formaron durante etapas consecutivas de fa-

llamiento, sin que se conserve el registro de su cronología relativa. Para Henry y colaboradores (1991), el magmatismo de la Mesa Central registra un cambio en el ambiente tectónico cenozoico, hace aproximadamente 31 Ma; antes, el ambiente era compresivo asociado a la subducción en el occidente, manifestado por diques y vetas con rumbos E-NE; después, el marco tectónico fué de carácter extensivo intraplaca con diques, vetas y fallas con orientaciones N-NW. De acuerdo a Henry y Aranda (1992), la Mesa Central se encuentra comprendida en la continuación meridional de la Provincia "Basin and Range". Para ellos, en la Mesa ha ocurrido deformación extensional con un rumbo general E-NE a partir del Oligoceno, con una etapa precoz hace 30 Ma y dos etapas principales: Una entre los 23 y 24 Ma y otra entre los 12 y 13 Ma.

Entre las áreas de exposición de la secuencia triásica marina, la correspondiente a la Sierra de Salinas (Peñón Blanco) resulta importante por la extensión y la calidad de sus afloramientos y porque en ella se encuentra expuesto su límite superior. Por otra parte, sus rasgos estratigráficos y estructurales permiten documentar parcialmente la evolución geológica del Triásico Tardío al Jurásico Medio(?) de la Mesa Central.

Aunque en el área de La Ballena, Zac. las rocas marinas del Triásico Tardío se han expresado cartográficamente a escalas 1:20 000 y 1:25 000, (Chávez-Aguirre, 1968 y Labarthe y colaboradores 1982a), subsisten interrogantes acerca de la evolución geológica regional. Con base en la premisa de que el estudio detallado de áreas problemáticas ya identificadas, permitirá conocer mejor la evolución geológica mesozoica del norte de México, me propuse estudiar la estratigrafía y la estructura de la Sierra de Salinas, S.L.P., con énfasis en el registro estratigráfico pre-Jurásico Tardío.

OBJETIVOS

- Caracterizar petrológicamente la secuencia triásica-jurásica de la Sierra de Salinas (Peñón Blanco), definir las variaciones internas de las unidades y reconocer sus relaciones estratigráficas.
- Describir y caracterizar los rasgos estructurales que afectan a la secuencia mesozoica de la región.
- Proponer un modelo de evolución paleoambiental y tectónica para la región y establecer sus relaciones con áreas vecinas.

UBICACION Y CARACTERISTICAS GEOGRAFICAS DE LA SIERRA DE SALINAS

La investigación se realizó en el área comprendida entre los meridianos 101° 35' y 101° 45' oeste y los paralelos 22° 20' y 22° 40' norte; en la región limítrofe entre los estados de San Luis Potosí y Zacatecas (Figura 3-A), en ella se encuentran las cabeceras municipales de Salinas de Hidalgo, S. L. P. y de Villa Hidalgo, Zac. Dicha área es representada cartográficamente, en la región colindante de cuatro cartas topográficas de la serie a escala 1:50 000 de la Comisión de Estudios del Territorio Nacional CETENAL ¹, (1971a,b,c,d): Salinas de Hidalgo (F-14-A-61), Espíritu Santo (F-14-A-62), Loreto (F-14-A-71) y Pinos (F-14-A-72). En este trabajo, el área se expresa en dos mapas a escala 1:25 000; la correspondencia entre estos mapas con la cartografía de la CETENAL se observa en la Figura 3-B.

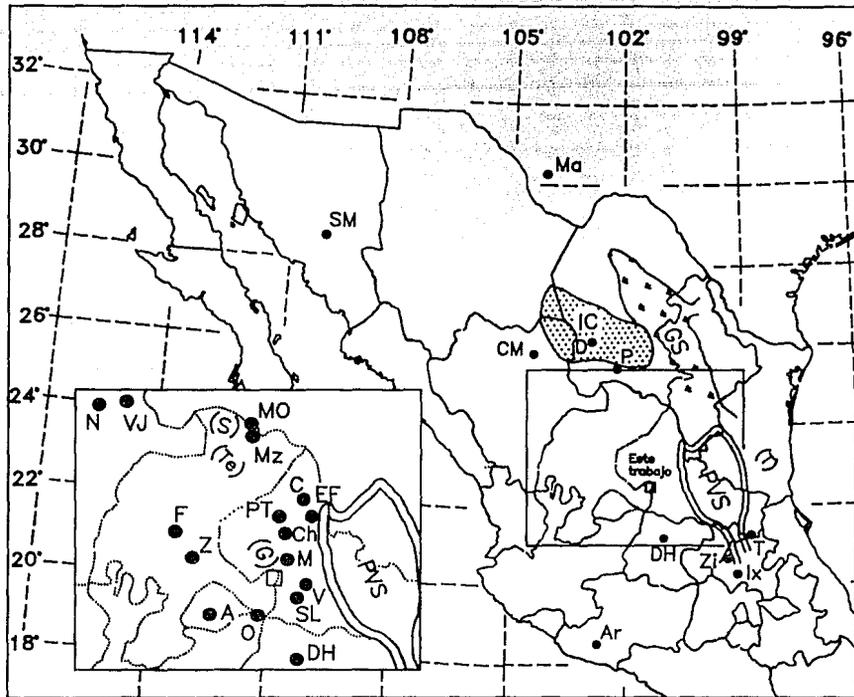
¹Dependencia ahora integrada al Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI).

Como se puede ver en la Figura 3-C, al área se accede por la carretera federal 49 San Luis Potosí-Zacatecas; en la zona de trabajo se encuentra el tramo comprendido entre los kilómetros 82 y 102 a partir de San Luis. Desde la carretera 49 se desprenden varias terracerías y brechas que comunican a los diferentes poblados del área. Por otra parte, Villa Hidalgo está comunicada hacia el sudoeste con Loreto, Zac. y al sur con Ojuelos, Jal. y Dolores Hidalgo, Gto., mediante carreteras estatales. Dentro del área se encuentra la estación Salinas del ferrocarril San Luis Potosí-Aguascalientes. En la Figura 4 mostramos la ubicación de las poblaciones y, de los rasgos geográficos y paleogeográficos mencionados en el texto.

La zona de trabajo se encuentra en la Provincia Fisiográfica Mesa del Centro, en las subprovincias Llanuras y Sierras Potosinas-Zacatecanas y Llanuras de Ojuelos-Aguascalientes (Figura 3-D), según la clasificación de la D.G.G. (1981a).

El relieve se caracteriza por un conjunto montañoso alargado en sentido casi norte-sur, de aproximadamente 40 km de largo por 8 km de ancho en su porción central, el cual se encuentra bordeado por planicies.

La morfología general de la Sierra de Salinas (Peñón Blanco) corresponde a una cuesta con rumbo general Nor-noreste inclinada ligeramente hacia el oriente. La cuesta tiene mayor relieve en la porción central, con una altitud máxima de 2740 m en el Cerro Peñón Blanco y desaparece hacia sus extremos septentrional y meridional a una altitud aproximada de 2150 m; su frente acusa una disección pronunciada y remontante realizada por corrientes torrenciales, las cuales han edificado, hacia el occidente, una franja de abanicos aluviales coalescentes con pendientes variables. Hacia el oriente se presenta una planicie diluvial modelada conforme a lomeríos



RASGOS GEOGRAFICOS

Aguascalientes	A	Marathon	Ma	S. de Sombreretillo	(S)
Arteaga	Ar	Mazapil	Mz	S. de Tamaulipas	(T)
Catorce	C	Melchor Ocampo	MO	S. de Teyra	(Te)
Cinco de Mayo	CM	Moctezuma	M	Tamazunchale	T
Charcas	Ch	Nazas	N	Villa Juárez	VJ
Delicias	D	Ojuelos	O	Zacatecas	Z
Dolores Hidalgo	DH	Parras	P	Zimapan	Zi
El Estribo-Sn Fco	EF	Pozo Tapona I	PT	RASGOS PALEOGEOGRAFICOS	
Estación Ventura	V	San Luis Potosí	SL	Isla de Coahuila	IC
Freñillo	F	San Marcial	SM	Golfo de Sabinas	GS
Ixmiquilpan	Ix	S. de Guanamé	(G)	Plataforma Valles-SLP	PVS

Figura 4. Rasgos geográficos y paleogeográficos mencionados en el texto.

suaves. La asimetría de la sierra se manifiesta también en la altitud de las planicies que la bordean. En la occidental, el nivel base de erosión se encuentra a una altitud de 2070 m y las cabeceras de los abanicos aluviales tienen cotas entre los 2200 y los 2300 m; en tanto que, al oriente, la ruptura de pendiente entre la sierra y la planicie se encuentra en altitudes que varían entre 2300 y 2350 m.

La región pertenece a la Cuenca Interior del Salado; el drenaje es desintegrado y poco denso, con patrón radial divergente. La red de drenaje impresa en el área es de carácter intermitente y tiene una configuración asimétrica: En el flanco poniente está más desarrollada, presenta siete subcuencas con corrientes torrenciales que desaparecen en dirección de la Cuenca Lacustre Chapala-Salinas-El Salitre, la cual constituye el nivel base local de erosión (Sierra-Rodríguez, 1992).

En el flanco oriental de la sierra existen unas cuantas corrientes intermitentes, algunas que desaparecen dentro del área y otras que drenan más allá de su límite. La vigorosa remoción de materiales en el poniente provoca la migración del parteaguas de la sierra hacia el oriente, a tal grado que, al sudeste del Cerro Peñón Blanco, el parteaguas está definido en rocas terciarias con poco relieve (Sierra-Rodríguez, *op. cit.*).

En el sector oriental se define un clima semiseco templado; en tanto que, hacia la depresión occidental de Salinas se observa un clima seco templado, ambos con lluvias en verano, con porcentaje de precipitación invernal entre 5 y 10.2 y de verano cálido (D.G.G., 1981b).

METODOLOGIA

Al inicio de la investigación, las hipótesis preliminares que rigieron las actividades fueron generadas a partir del análisis de la información documental, tanto gráfica, como escrita acerca de la conformación geológica de la región y de un estudio fotogeológico exhaustivo con material a escala 1:25 000 con el cual elaboré dos mapas geológicos preliminares; la cartografía que presento para el sector septentrional es una reinterpretación de la elaborada por Arellano-Gil (1988); por otra parte, la trama topográfica la obtuve al ampliar el material cartográfico a escala 1:50 000 del INEGI (CETENAL, 1971a,b,c,d).

Utilicé los mapas geológicos preliminares tanto para el registro espacial de las observaciones de campo y de las muestras de roca y ejemplares fósiles, como para reconocer relaciones espaciales anómalas entre las unidades fotogeológicas establecidas. Las contradicciones percibidas, durante la fase de fotointerpretación y de análisis documental, fueron resueltas mediante experimentación de campo en varias etapas, durante el desarrollo de las prácticas escolares de la asignatura Geología de Campo de los semestres 88-2 y 89-1, y en campañas con objetivos específicos. En los lapsos intermedios, completé el análisis estratigráfico mediante estudios petrográficos, de procedencia de las areniscas de acuerdo a los criterios petrográficos de Dickinson (1985), macropaleontológicos y de análisis químicos de las rocas ígneas cenozoicas. Por otro lado, el análisis estructural de gabinete incluyó la elaboración de secciones geológicas y el análisis estadístico de los rasgos planares y lineales de los pliegues, fallas y de los cuerpos intrusivos mediante proyecciones polares en la red de Schmidt (hemisferio inferior) y el conteo estadístico con la falsilla de Kalsbeek. Los resultados que presento en la Figura 11, los obtuve al graficar los datos en forma manual; en

tanto que, el resto de los análisis estructurales los realicé con el auxilio del programa de computadora "Micronet-88".

Al final de cada fase parcial de gabinete, replanteé las hipótesis para que fueran consistentes con los datos y resultados que se incorporaban al análisis de la región; hasta que la adición de información no modificó la tesis que propongo.

ANTECEDENTES

El área estudiada ha sido motivo de estudios litoestratigráficos:

De carácter informal y con reporte de rocas marinas del Triásico, (Chávez-Aguirre, 1968).

Formal (Hermoso de la Torre, 1969).

De Cartografía Geológica:

Litoestratigráfica informal y estructural a esc 1:20 000 (Chávez-Aguirre, *op. cit.*).

Litológica a esc 1:50 000 (CETENAL, 1971e y f).

Litoestratigráfica, estructural y geología económica minera a esc 1:25 000 (Labarthe y colaboradores, 1982a).

Litoestratigráfica y estructural a esc 1:50 000 (Aguillón, 1983; Labarthe y Aguillón, 1986).

Litoestratigráfica y estructural a esc 1:25 000 (Arellano-Gil *op. cit.*).

Cronoestratigráfica esc 1:250 000 (D.G.G., 1982).

De análisis Estratigráfico:

Del Triásico Tardío (Martínez y Malpica, 1983).

Del Jurásico Tardío (Aguayó y colaboradores, 1985).

Del Cenozoico (Labarthe y colaboradores, 1982b).

Paleontológico:

Del Jurásico Tardío-Cretácico (Silva-Romo, 1987).

De fechamientos isotópicos:

Por el método de K/Ar (Mugica y Albarrán, 1983).

Geomorfológico: (Sierra-Rodríguez, 1992).

Por otra parte algunas localidades del área son comentadas en una excursión geológica (Convención Geológica Nacional, 1982).

Como parte de mis actividades docentes en el área de Geología de Campo en la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería, he participado como responsable técnico, en la dirección de dos proyectos de exploración petrolífera, en la Región de Salinas, S.L.P. (Facultad de Ing. UNAM, 1986 y 1988), en el marco de los convenios de superación académica celebrados entre Petróleos Mexicanos y la Universidad Nacional Autónoma de México por medio de la Facultad de Ingeniería. Además, he dirigido cuatro tesis de licenciatura en la región (Salvatierra-Domínguez y Terrones-Meneses, 1988; Arellano-Gil, 1988; Alcaráz-Cienfuegos y colaboradores, 1989; y Sierra-Rodríguez, 1992). En dichos trabajos se realizaron aportaciones al conocimiento geológico regional, principalmente en lo concerniente al registro estratigráfico post-Jurásico Tardío y a la estructura geológica; sin embargo, subsistían grandes interrogantes respecto a la naturaleza, estructura, edad y significado de algunos cuerpos de roca anterior-

res y del Jurásico Tardío, y con respecto a las estructuras que los afectaron posteriormente.

Los seminarios de investigación que desarrollé durante mis estudios de maestría, estuvieron directa o indirectamente relacionados con el conocimiento del registro estratigráfico y de la estructura geológica de la región estudiada.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco sinceramente a todas las personas que contribuyeron directa o indirectamente en el desarrollo de la presente tesis.

Durante el desarrollo de los trabajos de campo tuve la fortuna de discutir los problemas estratigráficos y estructurales con un grupo de estimados colegas: Dante Morán, Javier Arellano, Claudia Mendoza, Gustavo Tolson, Jorge Nieto, Emiliano Campos, Héctor Macías, Teodoro Hernández y Enrique Román.

Agradezco a los numerosos estudiantes de las asignaturas Geologías de Campo General y de Campo Avanzada, con los cuales tuve la oportunidad de realizar observaciones y reflexiones acerca de la conformación geológica regional.

Agradezco la desinteresada colaboración que recibí de Faustino Juárez para revisar los análisis químicos de las rocas ígneas cenozoicas. A Vicente Matus y a Teodoro Hernández les agradezco la ayuda en la preparación de las muestras. Teodoro me apoyó también en el dibujo de la cartografía y Claudia Mendoza en la edición final del texto y en la revisión de las figuras dibujadas con computadora.

Agradezco las atinadas sugerencias de los integrantes del jurado: La amable discusión con el Dr. Zoltan de Cserna me aclaró algunos aspectos formales del manejo estratigráfico y estructural. A la Dra. Gloria Alencaster le agradezco su valiosa opinión en la clasificación de los macrofósiles y sus observaciones a la redacción del texto. Al Dr. Fernando Ortega, sus sugerencias respecto a la discusión paleoambiental y acerca del origen de las rocas ígneas. Al Dr. José Jorge Aranda, sus observaciones acerca del registro e historia cenozoica. Al Dr. Dante Jaime Morán, la ponderación de las conclusiones y su tiempo dedicado a la dirección de esta tesis. A la Dra. Blanca Estela Buitrón, su comentarios acerca de las referencias a los fósiles y sus observaciones al estilo en la redacción. Al M. en C. Jerjes Pantoja sus rigurosas observaciones acerca de la edición de los mapas; los cuales ahora son más expresivos y claros.

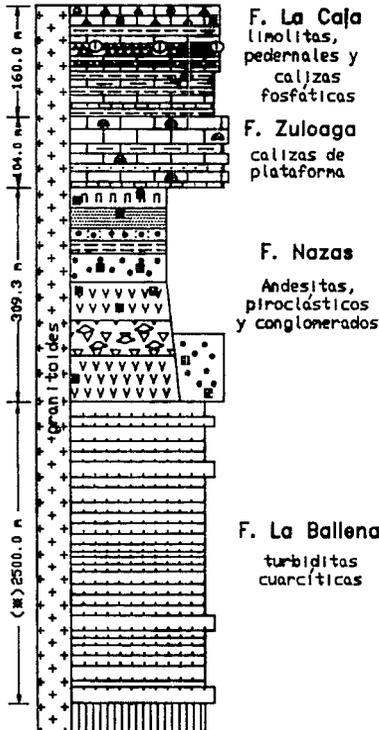
A todos les reitero mi agradecimiento.

ESTRATIGRAFIA

En el área investigada está expuesta en forma notable la secuencia mesozoica correspondiente a la Mesa Central, secuencia que está conformada por tres conjuntos de unidades litoestratigráficas separados por discordancias y/o rasgos estructurales. Al conjunto más antiguo, del Triásico Tardío - Jurásico Medio(?), pertenecen las formaciones La Ballena y Nazas. El conjunto medio está conformado por las formaciones Zuloaga y La Caja ambas del Jurásico Tardío. Mientras que el conjunto más joven incluye a las formaciones cretácicas: Taraises, Tamaulipas, Cuesta del Cura, Indidura y Caracol. La secuencia del Jurásico-Cretácico expuesta en la Sierra de Salinas corresponde a la facies interna de la Secuencia Parras (Eguiluz y Campa, 1984 (1982)). Desde un punto de vista estratigráfico, esta investigación está enfocada a las rocas del Triásico-Jurásico; esto es, a los dos primeros conjuntos.

El Cenozoico está representado por formaciones volcánicas, por un conjunto de granitoides en forma de troncos y diques emplazados en las fallas normales cenozoicas y por unidades sedimentarias continentales. La Figura 5 muestra en forma gráfica, la columna estratigráfica del área y las características generales de las unidades litoestratigráficas reconocidas.

En la Tabla I, muestro la nomenclatura litoestratigráfica que han utilizado Chávez-Aguirre (*op. cit.*) y Labarthe y colaboradores (1982a) para describir la secuencia mesozoica expuesta en la Sierra de Salinas (Peñón Blanco) y la comparo con la que utilizo en este trabajo, mientras en la Tabla II presento la correlación de las unidades que reconocí en el área, con las propias de otras regiones.

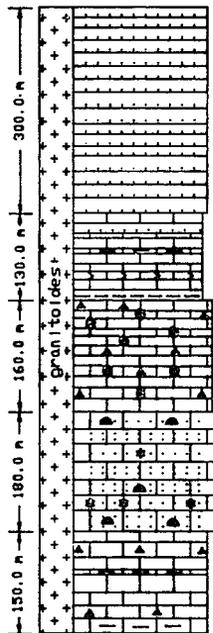


F. La Caja
limolitas,
pedernales y
calizas
fosfáticas

F. Zuloaga
calizas de
plataforma

F. Nazas
Andesitas,
piroclásticos
y conglomerados

F. La Ballena
turbiditas
cuarcíticas



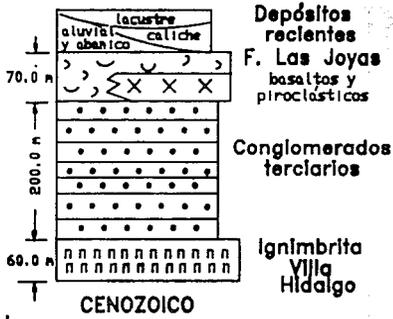
F. Caracol
turbiditas
volcano-
clásticas

F. Indidura
calizas con
bentonita,
limolitas y
areniscas

F. Cuesta del
Cura
turbiditas
calcáreas

F. Tamauilpas
wackestone
y mudstone

F. Taralses
calizas
arcillosas
y limolitas



Depósitos
recientes
F. Las Joyas
basaltos y
piroclásticos

Conglomerados
terciarios

Ignimbrita
Villa
Hidalgo

CENOZOICO

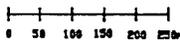
Simbología

	conglomerados
	areniscas
	areniscas turbidificas
	limolitas y lutitas
	calizas, caliza arcillosa
	wackestone, mudstone
	caliza con bentonita
	basaltos
	andesitas
	ignimbritas
	piroclásticos basálticos
	tobas y aglomerados
	anacónido
	nódulo
	calcáreo, fosfático pedernal
	estratificado, banda, nódulo hematita
	pseudonorfo de pirita, nódulo

TRIASICO-JURASICO
(M) Espesor estructural
dibujado fuera de escala

Fig. 5 Columna estratigráfica compuesta de la Sierra de Salinas

CRETACICO



			Chávez-Aguirre (1968)	Labarthe et al. (1982a)	Este trabajo	
CRETACICO	SUPERIOR	Maestrichtiano		F. Caracol	F. Caracol (*300m)	
		Campaniano				
		Santoniano				
		Coniaciano				
		Turoniano				
	INFERIOR	Cenomaniano		F. Indidura	F. Indidura (*130m)	
		Albiano		F. Cuesta (80m) del Cura	F. Cuesta (*160m) del Cura	
		Aptiano		F. La Peña		
		Barremiano		F. Cupido (180m)	F. Tamaulipas (*180m)	
		Hauteriviano		F. Gobernadora (150m)	F. Taraises (150m)	
	Valanginiano	F. Taraises (142m)	F. Taraises (150m)			
	Berriasiano					
JURASICO	SUPERIOR	Tithoniano	F. Mayo (215m)	F. La Caja (247m)	F. La Caja (160m)	
		Kimmeridgiano			F. Zuloaga (104m)	
		Oxfordiano		F. Zuloaga (100m)		
	MEDIO	Calloviano	F. Sotolillo (107m)		F. Nazas (309.3m)	
		Batoniano				
		Bajosiano				
	INFERIOR	Toarciano				
		Pilesbaquiano				
Sinemuriano						
Hettangiano						
TRIASICO	SUP.	Noriano	Esquistos y Filitas		F. Zacatecas (270m)	F. La Ballena (+2.5km) (espesor estructural)
		Carniano				
	MED.	Ladiniano				() espesor medido (*) espesor estimado
		Anisiano				
	INF.	Escifiano				

TABLA I.

UNIDADES ESTRATIGRAFICAS MESOZOICAS PROPUESTAS
Y SUS ESPESORES EN LA SIERRA DE SALINAS.

ERA PERIODO EPOCA EDAD	SIERRA DE SALINAS (Este trabajo)		CUENCA MESOZOICA DEL CENTRO DE MEXICO (Carrillo-Bravo, 1971)		MARGEN OESTE DE AREA TAMAZUNCHALE LA PLATAFORMA SE DE LA PLATAFORMA VALLES-SAN LUIS MA VALLES-S.L.P. (Carrillo-Bravo, 1971)		SIERRA DE SAN JULIAN, ZAC. (F.L. UNAM, 1975) (De Ceena, 1976)		FRESHILLO, ZAC. (De Ceena, 1976)		PROSPECTO RAMOS (F.L. UNAM, 1988)								
	CUATERNARIO	NEÓGENO	PLÓGENO	MIÓCENO	OLIGOCENO	EÓCENO	PALEÓCENO	CRETÁCICO	JURÁSICO	TRIÁSICO	PERMICO	PENSILVÁNICO	MISISÍPICO	DEVÓNICO	SILURICO	ORDOVÍCICO	CAMBRICO	PRECAMBRICO	
CENOZOICO	CUATERNARIO	RECIENTE	Depósitos Recientes	Aluvión	Aluvión	Aluvión	Aluvión	Aluvión	Aluvión	Aluvión	Depósitos Recientes								
		PLÓGENO	Las Joyas																
	TERCIARIO	PLÓGENO	Conglomerados																
		MIÓCENO																	
		OLIGOCENO																	
		EÓCENO																	
	MESOZOICO	PALEÓCENO																	
		CRETÁCICO	TARDIO	Caracal	Caracal	Cardenas	Tenexapa	Hémez	Perras	Caracal	Caracal	Caracal	Caracal	Caracal	Caracal	Caracal	Caracal	Caracal	Caracal
			TEMPRANO	Indadura	Soyatal	Indadura	Indadura	San Felipe	Indadura	Indadura	Indadura	Indadura	Indadura	Indadura	Indadura	Indadura	Indadura	Indadura	Indadura
JURÁSICO		TARDIO	Cuesta del Cura	Cuesta del Cura	La Caja	Cuesta del Cura	Cuesta del Cura	Cuesta del Cura	Cuesta del Cura	Cuesta del Cura	Cuesta del Cura	Cuesta del Cura	Cuesta del Cura	Cuesta del Cura	Cuesta del Cura	Cuesta del Cura	Cuesta del Cura	Cuesta del Cura	
		TEMPRANO	Tanulipas	Tanulipas Inferior	Tanulipas	Tanulipas Inferior	Tanulipas	Tanulipas Inferior	Tanulipas	Tanulipas Inferior	Tanulipas	Tanulipas Inferior	Tanulipas	Tanulipas Inferior	Tanulipas	Tanulipas Inferior	Tanulipas	Tanulipas Inferior	
TRIÁSICO		TARDIO	Tanulipas	Tanulipas	Tanulipas	Tanulipas	Tanulipas	Tanulipas	Tanulipas	Tanulipas	Tanulipas	Tanulipas	Tanulipas	Tanulipas	Tanulipas	Tanulipas	Tanulipas	Tanulipas	
		TEMPRANO	La Caja	La Caja	Zuloaga	Zuloaga	Pimenta	La Caja	Zuloaga	Zuloaga	Zuloaga	Zuloaga	Zuloaga	Zuloaga	Zuloaga	Zuloaga	Zuloaga	Zuloaga	
PALEOZOICO		JURÁSICO	MIÓCENO	Nazas	Nazas	Nazas	Nazas	Nazas	Nazas	Nazas	Nazas	Nazas	Nazas	Nazas	Nazas	Nazas	Nazas	Nazas	
			TEMPRANO																
	TRIÁSICO	TARDIO	La Ballena	Zacatecas	Zacatecas	Zacatecas	Huayacocotla	Huayacocotla	Huayacocotla	Huayacocotla	Huayacocotla	Huayacocotla	Huayacocotla	Huayacocotla	Huayacocotla	Huayacocotla	Huayacocotla		
		TEMPRANO																	
	PERMICO																		
	PENSILVÁNICO																		
	MISISÍPICO																		
DEVÓNICO																			
SILURICO																			
ORDOVÍCICO																			
CAMBRICO																			
PRECAMBRICO																			

	Ausente por erosión o no depósito
	Contacto inferior no observado

TABLA II.

CORRELACION
ESTRATIGRAFICA

gilberto silva romo 1993

FORMACION LA BALLENA

DEFINICION

Propongo denominar informalmente Formación La Ballena a la secuencia turbidítica cuarcítica que contiene amonoideos y pelecípodos del Triásico Tardío y que están parcialmente afectadas por metamorfismo de facies esquistos verde. La cual está expuesta en las cercanías de la Ranchería La Ballena, municipio de Villa Hidalgo, Zac. Utilizo este nombre informal para referirme a la secuencia marina del Triásico con el fin de evitar las confusiones que se han generado acerca de su carácter litológico, de su posición estratigráfica y de su nomenclatura.

ANTECEDENTES

Chávez-Aguirre (*op. cit.*) describió a la unidad como una secuencia metamorfoseada consistente en cuarcitas, pizarras, esquistos y filitas sercíticas, que incluye conglomerados deformados. Este mismo autor, reconoció rasgos sedimentarios en las rocas metamórficas y reportó el hallazgo de un ejemplar del género *Sirenites* al noreste de La Ballena, con lo cual demuestra su edad triásica tardía. En su trabajo Chávez-Aguirre (*op. cit.*) considera a la secuencia volcánica y conglomerática expuesta en la ladera norte del Cerro La Peña, como una unidad diferente a la cual denomina informalmente como Formación Sotolillo; sin embargo, ésta contribución fué ignorada en trabajos posteriores (Labarthe y colaboradores, 1982a y Convención Geológica Nacional, IV, 1982).

Labarthe y colaboradores (1982a) consideran que la formación consiste en filitas, metaareniscas, metaconglomerados y algunos esquistos; adicionalmente hacia la cima, describen "una secuencia espilitica de rocas volcánicas depositadas en el lecho marino".

En la literatura litoestratigráfica regional se denomina informalmente como Formación Zacatecas (Carrillo-Bravo, 1968) a la secuencia areno-arcillosa afectada por metamorfismo regional de bajo grado y con fósiles del Triásico Tardío, expuesta en las cercanías de la Cd. de Zacatecas, descrita originalmente por Burckhardt y Scalia (1906) sin nomenclatura litoestratigráfica. Posteriormente Ranson y colaboradores (1982) propusieron formalmente denominar a dicha secuencia como "Filita La Pimienta"; sin embargo, esta propuesta de nomenclatura litoestratigráfica resulta desafortunada, pues el nombre "Formación Zacatecas" aunque informal, tiene arraigo y ha sido muy utilizado; además, el nombre "Pimienta" es muy conocido en la nomenclatura litoestratigráfica mexicana para una unidad del Jurásico Tardío; la cual será mencionada en la discusión paleoambiental de la Formación La Caja. Por otra parte, Monod y Calvet (1992) se refieren a la secuencia de la Cd. de Zacatecas con tres unidades litoestratigráficas, que son de la más antigua a la más joven: Formaciones La Pimienta, El Bote y El Ahogado. Dichos autores utilizan el nombre Zacatecas para designar a una secuencia de rocas ígneas.

DISTRIBUCION

La secuencia triásica está expuesta en un área burdamente romboidal con lados de aproximadamente 4 km. El poblado La Ballena ocupa el vértice sudoeste (Figura 6); dicha área es drenada principalmente por los arroyos La Huerta y La Haciendita con sus afluentes. Los mejores afloramientos de la unidad se localizan en la zona de la cabecera del Arroyo La Haciendita.

LITOLOGIA Y ESPESOR

La unidad consiste en una secuencia areno-arcillosa afectada, con diferente intensidad por metamorfismo regional de facies de

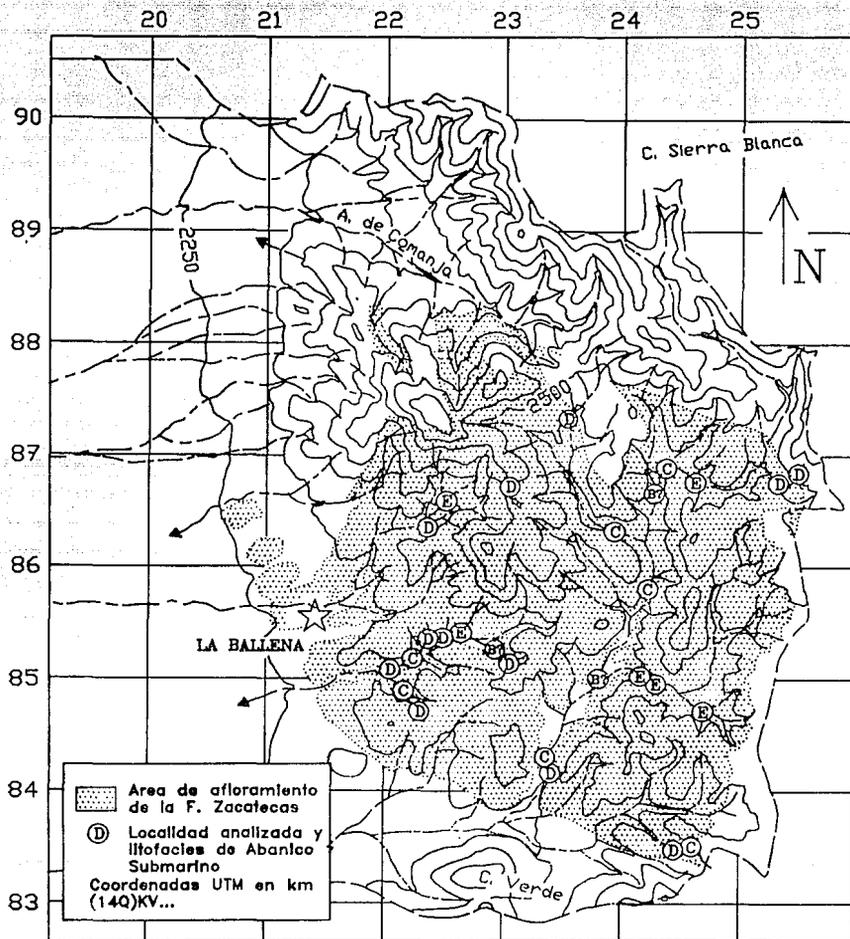


Figura 6. Distribución de la Formación Zacatecas y sus litofacies de acuerdo a Mutti y Ricci Luchi (1972); las cuales corresponden a las asociaciones de abanicos medio y externo.

esquistos verde. Por lo general, el carácter sedimentario de las rocas es evidente, aún en la porción noroeste de su área de afloramiento; en donde están expuestas filitas de sericita y los estratos se observan rotos y transpuestos conforme a la foliación y en ocasiones con dos lineaciones. El conjunto de las rocas metamórficas definen un circo erosivo, con su borde escarpado hacia el poniente. Las areniscas de la Formación La Ballena consisten principalmente en granos de cuarzo de origen metamórfico y algunos de feldespatos; estos últimos son más abundantes en los estratos gruesos, en los cuales también se observan hojuelas de muscovita.

Las rocas están dispuestas en estratos generalmente delgados con espesores entre 1 y 30 cm y algunos con espesores entre 30 y 100 cm; los espesores más frecuentes son menores que 10 cm. Los estratos presentan arreglo interno conforme a la secuencia Bouma. Generalmente la relación entre las fracciones arenosa y pelítica varía entre 50-50% y 95-05%; aunque en algunas localidades es de 30-70%. Frecuentemente se observa la secuencia Bouma completa con el horizonte "A" formado por areniscas de grano medio a fino del tipo de las "lithic wacke" (Muestras 227-SRA, 230-SRA, 233-SRA y 237-SR) y con marcas de base principalmente por flujo; algunos estratos presentan amonoides dispuestos como granos en la base. Los estratos gruesos presentan líticos de lutita con forma oblada. En la secuencia se observó un bloque calcáreo arrecifal de aproximadamente un metro y medio de diámetro.

La unidad presenta cuerpos lenticulares de ortocuarzitas de grano fino y medio, cuyos fragmentos de cuarzo, principalmente de origen metamórfico, presentan halos de intercrecimiento; los lentes arenosos más conspicuos forman crestones, como los que se observan entre los arroyos La Haciendita y Salto Prieto. La formación también incluye algunos lentes conglomeráticos con gravas de cuarcita subangulosas, en una matriz de arenisca de grano grueso.

Las superficies frescas de las rocas son de color gris oscuro con tonos de verde y verde con matices de café; frecuentemente se observan satinadas. Al intemperismo las rocas adquieren tonalidades ocráceas y de verde pálido. Frecuentemente, presenta vetillas y segregaciones de cuarzo criptocristalino; sobre todo, en las áreas con metamorfismo más intenso.

Aunque en la unidad se observan estructuras geopetales, las numerosas estructuras tectónicas que presenta, impiden reconocer su secuencia estratigráfica, por lo cual no fué posible medir el espesor expuesto en el área. Sin embargo, con base en la información estructural y en la geometría de la discordancia Formación La Ballena - Formación Nazas, propongo un espesor estructural de más de 2500 m, estimación conservadora si se considera el espesor estructural mayor de 4600 m cortado en el Pozo Tapon a n 1 (López-Infanzón, 1986) (Figura 4).

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

En el área no se observó su contacto inferior. En las cercanías de Zacatecas, Zac., Burckhardt y Scalia, (1906) reportaron la superposición de la secuencia triásica marina sobre una secuencia paleozoica metamorfoseada; sin embargo, tal relación ha sido puesta en duda por McGehee (1976), quién no reconoció la unidad paleozoica. Como ya se mencionó, la unidad presenta paquetes de rocas con acusado metamorfismo al noreste de La Ballena; dichas rocas no se pueden considerar como el basamento paleozoico, porque aún conservan algunos rasgos primarios comunes con el resto de la secuencia, tales como el carácter cuarzoso de los elementos arenosos y en ocasiones, la secuencia Bouma y las marcas de base; por otra parte, la ocurrencia de las filitas no se restringe al afloramiento noroccidental, también se encuentran horizontes con desarrollo de foliación, en la cabecera del Arroyo Prieto.

El contacto superior es discordante con la Formación Nazas, como se describirá en dicha unidad.

EDAD Y CORRELACION

Chávez-Aguirre (*op. cit.*) reportó la presencia del amonoideo *Sirenites* sp. en las rocas expuestas en el arroyo al noreste de La Ballena. Durante los trabajos de campo de esta investigación reconocí otras dos localidades fosilíferas: Una en el Arroyo La Huerta al sudeste de La Ballena (KV2230, 8524), en un tramo en donde la secuencia se encuentra invertida; ahí se colectaron en la base de los estratos algunos ejemplares de amonoideos del género *Clionites* (Véase apéndice paleontológico). En el Arroyo La Haciendita (KV2492, 8673) se observaron moldes de pelecípodos que pueden corresponder con el género *Palaeoneilo* y algunos fósiles mal preservados que pueden corresponder con *Halobia* sp., conjunto faunístico propio del Triásico Tardío; similar al reconocido en las cercanías de la Cd. de Zacatecas (Burckhardt, 1905).

La unidad en cuestión se correlaciona con la Formación Santa Clara del Grupo Barranca (Alencaster, 1961a), con la Formación Huizachal del área de Tamazunchale (Carrillo-Bravo, 1971) y con la Formación Zacatecas (Carrillo-Bravo, 1968).

AMBIENTE DE DEPOSITO

En los afloramientos con menor grado de metamorfismo se reconoce claramente el arreglo interno de los estratos, las características de las superficies de estratificación, el espesor de los estratos y la proporción entre las fracciones arenosa y pelítica. Dichos parámetros permiten definir las litofacies para un abanico submarino propuestas por Mutti y Ricci Lucchi (1972). Los rasgos observados se sintetizan en la Tabla III. Se reconocieron

Tabla III. Características observadas en los estratos turbidíticos de la Formación La Ballena y facies asociadas. (De acuerdo a Mutti and Ricci, 1972)

Localización (UTM) 14QKV...	Espesor estratos(cm)	Relación Ar:Lu	Secuencia Bouma	Marcas de base	Facies
2407, 8737	100	9 : 1	TA, E		C
2442, 8688	2 y 30		TA, E		C
2445, 8686	1 - 8	3 : 7 1 : 9	TA, TE	flujo	E
2555, 8683	2 - 4		TA, E		D
2466, 8674	2 - 6	3 : 7 6 : 4	TA, E		E
2473, 8674	hasta 60	8 : 2 5 : 5	TA, E		C
2538, 8674	2 - 6		TA, E	flujo	D
2309, 8670	3 - 5		TA, E		D
2430, 8663			TA, E	flujo	B?
2254, 8658	2 - 5	3 : 7 5 : 5	TA, E		E
2237, 8634	4 - 10	6 : 4 7 : 3	TA, E		D
2400, 8631	60 - 100	9 : 1	TA, TE		C
2410, 8624	2 - 6	7 : 3	TA, E		D
2425, 8579	20 - 100	9.5 : 0.5 9 : 1	TA, E	flujo	C
2266, 8540	10 - 20	7 : 3	completa	flujo	E
2253, 8537	10 - 15	6 : 4 4 : 6	TA, E	flujo	D
2238, 8534	5 - 10	1 : 1	TA, TE	flujo	D
2230, 8524	15 - 50	9 : 1	TA, TE		C
2225, 8518	15 - 40		completa	flujo	C
2307, 8513	2 - 6	1 : 1	TA, TE		D
2222, 8511	12 y 30	6 : 4	completa	flujo	C
2213, 8508	2 - 30	9 : 1 2 : 3	TA, E		C
2206, 8507	8 - 16		TA, E		D
2418, 8500	5 - 20	8 : 2 6 : 4	TA, E	flujo	E
2383, 8495					B?
2432, 8493	6 - 15	7 : 3	completa	carga	E
2217, 8488	10 - 40	8 : 2 7 : 3	completa		C
2358, 8475	3 - 6		TA, TE		D
2230, 8468	1 - 8		TA, E		D
2462, 8346	40 - 60		TA, TE		C
2447, 8342	3 - 6		TA, TE	flujo	D
2338, 8428	2 - 10	7 : 3 9 : 1	TA, E		C
2341, 8413	1 - 3		TA, E		D

claramente características de las facies C, D y E; en algunos afloramientos se observaron cuerpos que pudieran corresponder con la facies B. La distribución geográfica de los afloramientos analizados y las facies reconocidas se muestran en la Figura 6.

Las litofacies observadas en el área caracterizan a las asociaciones de abanico medio y abanico externo; de acuerdo al modelo de Mutti y Ricci Lucchi (*op. cit.*). Por otra parte, la presencia de fósiles arrastrados en la base de los estratos es típica de la asociación de abanico medio (Howell y Normark, 1982).

Fuente de los sedimentos. La composición de las areniscas estudiadas al microscopio conforme a los criterios de Dickinson (1985) que muestro en la Tabla IV, indican una procedencia cratónica, como se puede observar en el diagrama ternario de la Figura 7; en el cual se comparan las proporciones de las areniscas de la Formación La Ballena, con las propias de otras unidades. Las areniscas de la Formación La Ballena se encuentran dentro del campo correspondiente a una fuente de aporte claramente continental. Muy probablemente, la secuencia turbidítica representa la denudación del cratón norteamericano y atestigua un sistema fluvial de acuerdo a los criterios de Potter (1978); dicho sistema transportó un enorme volumen de clásticos hacia el borde Paleopacífico de Pangea.

LOCALIDADES DEL TRIASICO MARINO EN MEXICO

Con el fin de comparar la secuencia triásica de la Sierra de Salinas, analicé las características reportadas para otras secuencias marinas del Triásico en México (Figura 8), las cuales también tienen en lo general, carácter areno-arcilloso. Las correspondientes a Baja California, Michoacán y Zacatecas, sobre todo estas dos últimas, tienen características que tipifican una acumulación de abanico submarino. En tanto que, las expuestas en la

Tabla IV. Conteo Modal de Puntos (n=1500), Formaciones La Ballena, Nazas y Caracol

MUESTRA	LOCALIZACION	FORMACIÓN	Q	Qp	C	P	L	M	F	Ot	Mt	Qs	Cz	V	O
227SRB	2428, 8606	Zacatecas	307	211	372		115	65	48	1	379				
233SRA	2473, 8674	Zacatecas	440	59	110		49	38	70		734				
230SRA	2495, 8666	Zacatecas	356	195	218		25	4	00	18	563	127			
237SR24	30, 8663	Zacatecas	513	38	295		69	3	39	5	500	38			
54ECE	2314, 9158	Nazas	512	102	191		85	12	164	13	402	19			
54ECC	2314, 9158	Nazas	531	52	258		55	14	50	6	434	100			
54ECA	2314, 9158	Nazas	334	46	323		79	7	73	13	556	66			
242SRA	2425, 8579	Caracol	508	42	354		148	4	34	8	314	88			
67SRA		Caracol	275		37	42		28	451		211		44	39 9	4

Q - Cuarzo primario	C - Cuarcitas	M - Micas
Qp - Cuarzo metamórfico	Cz - Calizas	V - Volcánicos
Qs - Cuarzo secundario	L - Líticos	O - Opacos
P - Pedernal	Mt - Matriz	Ot - Otros
F - Feldespatos sin diferenciar		

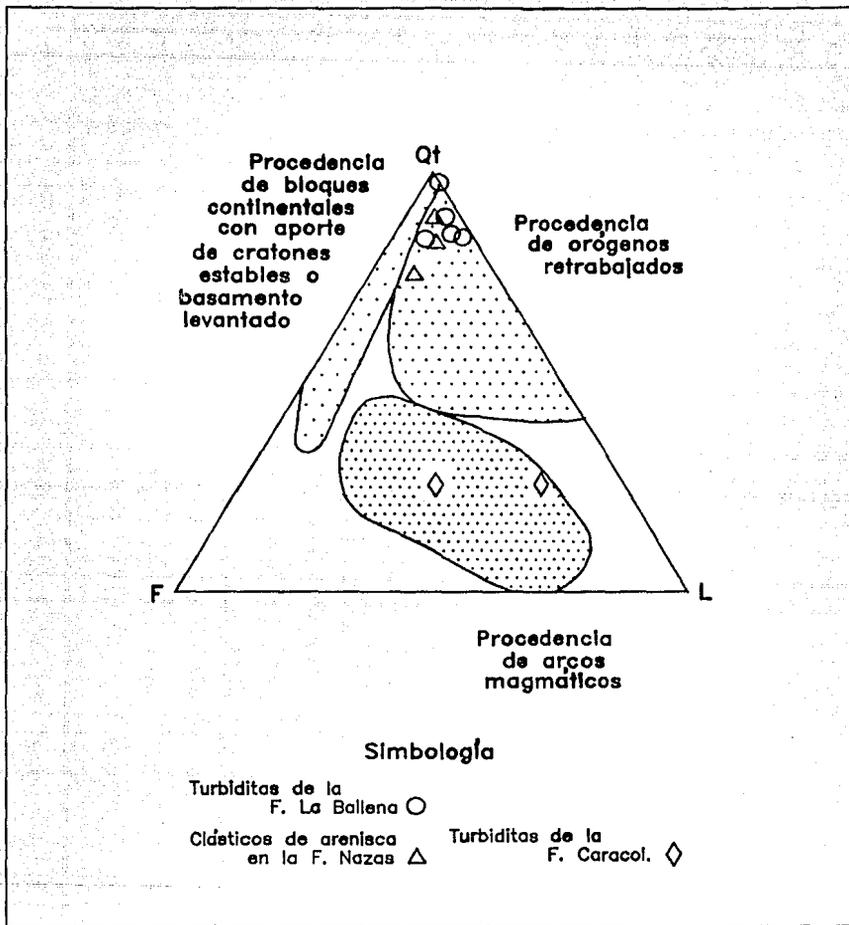
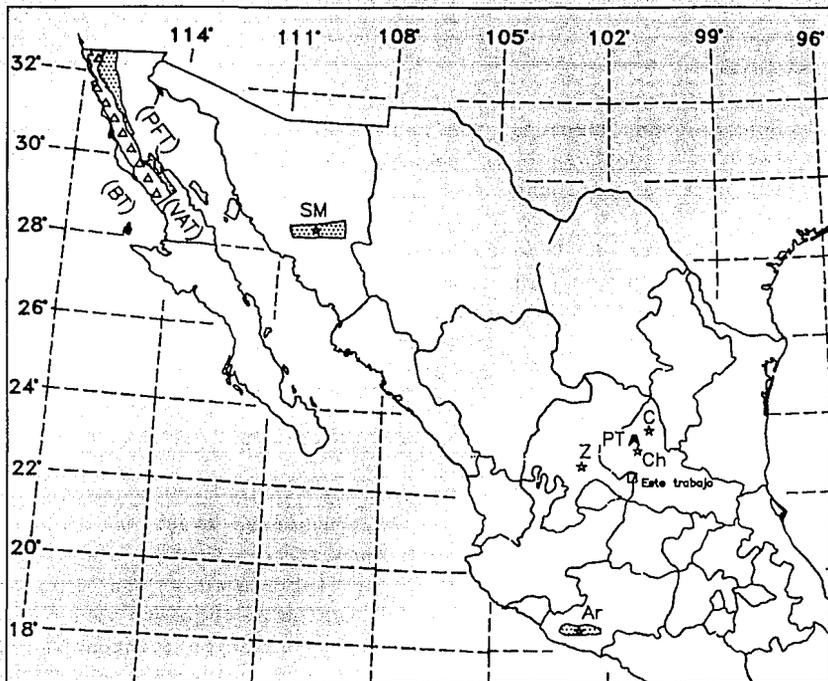


Fig. 7. Diagrama ternario de procedencia de areniscas de acuerdo a Dickinson (1985). Qt = Total de fragmentos de cuarzo (incluye cuarzo primario, metamórfico y pedernal) F = Feldespatos sin discriminar. L = Total de fragmentos líticos.



SIMBOLOGIA

Artega	Ar	ENTIDADES PROPUESTAS:	
Catorce	C	Cuenca de San Marcial (Alencaster, 1961a, y	
Charcas	Ch	Roldan y Stewart, 1991)	
Pozo Tapona I	PT	Border Terrane (BT)	
San Marcial	SM	Peninsular Flysch Terrane (PFT) (Gastil, 1985)	
Zacatecas	Z	Areas de afloramientos del Triásico	
Area de este trabajo	□	Volcanic Arc Terrane (VAT)	
Pozo petrolero	▲	(de edad Jurásico-Cretácico, (Gastil, (1985))	
Poblado	★		

Figura 8. Localidades del Triásico marino en México.

Cuenca de San Marcial, Son., representan una acumulación de plataforma o deltaica. En seguida se sintetiza la información estratigráfica pertinente de tales áreas:

Baja California. En Baja California están expuestos dos conjuntos litológicos que incluyen rocas marinas triásicas (Gastil, 1985): Uno en la margen continental, consistente de ofiolitas de edad Triásico-Cretácico ("*Border Terrane*"), el otro conjunto consiste en rocas "*flyschoides*" derivadas del Cratón Norteamericano, con edades Missisípico-Cretácico Medio ("*Peninsular Flysch Terrane*"); estos conjuntos están separados por rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico-Cretácico ("*Volcanic Arc Terrane*").

Michoacán. De acuerdo a Campa y colaboradores (1982) el Esquisto Arteaga, en la localidad homónima, consiste en lavas almohadilladas basálticas, pedernales y areniscas intercaladas con lutitas; secuencia que está metamorfoseada en facies de esquisto verde y que exhibe rasgos que indican dos fases de deformación (Centeno-García y colaboradores 1991). Centeno-García y colaboradores (1993) consideran que el Complejo Arteaga puede representar el basamento del Terreno Guerrero y que consiste de una secuencia terrígena (Formación Varales) con fuente de aporte de corteza continental, la cual fué acumulada sobre una corteza oceánica.

San Luis Potosí. En las cercanías de Charcas, Cantú-Chapa (1969) reporta el carácter marino y la edad Triásico Tardío de las rocas expuestas en la localidad, con base en un ejemplar de *Juvavites* (*Anatomites*) sp., sin ninguna descripción litológica. Tristán-González y Torres-Hernández (1992) describen la secuencia de Charcas con carácter "*flyschoides*" formada por tres paquetes, uno de estratos con espesores entre 20 y 100 cm intercalados con horizontes delgados de lutita, el segundo formado por areniscas en estratos entre 3 y 5 cm y el tercero con estratos delgados con

predominancia de material arcilloso y aspecto lustroso. Barboza-Gudíño (1992) considera la posibilidad de que haya rocas correspondientes al Triásico marino entre la secuencia pre-jurásica del área de la Sierra de Catorce.

Sonora. En la Cuenca de San Marcial, Alencaster (1961a) describió una secuencia clástica del Grupo Barranca (Triásico Tardío - Jurásico Temprano?) conformada por las formaciones Arrayanes, Santa Clara y Coyotes; la primera está formada por areniscas cuarcíticas con intercalaciones delgadas de lutitas y conglomerados. La Formación Santa Clara está compuesta por areniscas y lutitas con intercalaciones de carbón; unidad que contiene flora y fauna fósiles del Triásico Tardío (Silva-Pineda, 1961 y Alencaster, 1961b). La Formación Coyotes consiste en areniscas cuarcíticas con intercalaciones de estratos delgados de lutitas y de conglomerados. Stewart y Roldán (1991) interpretan que los clásticos de las areniscas de las formaciones Arrayanes y Santa Clara tienen una procedencia cratónica de acuerdo a los criterios de Dickinson (1985). Por otra parte, dichos autores definen una dirección hacia el sudoeste para las paleocorrientes y sugieren que el Grupo Barranca se acumuló en una cuenca originada por un "rift" con una orientación aproximada Este-Oeste.

Zacatecas. Al noreste de la Cd. de Zacatecas; sobre el Arroyo del Bote (También conocido como de la Calavera o La Pimienta) se encuentra la primera secuencia marina del Triásico Tardío reconocida en México, la cual fué estudiada por Burckhardt y Scalia (1906), quienes describieron dos unidades separadas por una discordancia. La unidad basal está formada por esquistos sericíticos y es de posible edad paleozoica. La unidad superior de esquistos silíceos y arcillosos, cuarcitas y roca verde del Triásico Tardío.

Mc Gehee (1976) caracterizó a la secuencia del Arroyo La Pimienta como una unidad metasedimentaria de facies de esquisto verde de aproximadamente 1000 m de espesor; consistente en cinco unidades con las siguientes características generales:

- A) Rocas pelíticas (filitas, esquistos y pizarras) con fragmentos de fósiles (Espesor aproximado 80 m).
- B) Estratos gruesos de cuarcita y una alternancia de filitas con meta-areniscas (Espesor aproximado 20 m).
- C) Filitas gris con probables metapedernales, esquistos negros con bloques de meta-arenisca, filitas y esquistos con meta-grauvacas o posiblemente metatobas, la unidad incluye metaconglomerados y metacalizas (Espesor descartando el plegamiento 200 m).
- D) Alternancia de capas delgadas de meta-arenisca gris y filitas gris claro con aspecto de "flyphsch", en forma subordinada se observan metaconglomerados y meta-arenisca masiva y filita/pizarra (Espesor estimado 310 m).
- E) Predominan las filitas/esquistos gris-gris claro y en cantidades menores zonas arenosas, esquistos blancos, esquisto negro con segregaciones de cuarzo y capas de meta-arenisca (Espesor aproximado 390 m).

Dicho autor reconoció estructuras sedimentarias relictas tales como estratificación, marcas de base, estratificación gradada y posible diastratificación. También identificó algunos bloques de areniscas masivas dentro de los esquistos y filitas. Como rasgos estructurales en la secuencia; McGehee (*op. cit.*) observó pliegues abiertos e isoclinales a diferentes escalas, foliación, transposición de la estratificación, filitas con dos direcciones de clivaje, "kink bands" y fallas posteriores al metamorfismo. En su análisis estratigráfico no encontró evidencias de la discordancia propuesta por Burckhardt y Scalia (*op. cit.*).

Ranson y colaboradores, (1982) propusieron denominar a la secuencia en cuestión como Filita La Pimienta caracterizada por metamorfismo regional de facies de esquisto verde. La describen formada por las siguientes 8 unidades cuyas relaciones estratigráficas suponen normales, de la unidad inferior a la superior:

A. Filitas esquistosas de grano fino, de color púrpura pálido a verde grisáceo; 30 m.

B. Unidad que consiste en cuatro miembros:

Miembro i. Filitas de grano fino de color naranja grisáceo; 165 m.

Miembro ii. Filitas de grano fino gris amarillento; 25 m.

Miembro iii. Intercalaciones de metacuarcita azul grisáceo y filitas café grisáceo; 45 m.

Miembro iv. Intercalaciones de metacuarcita azul grisáceo y filitas café grisáceo; 45 m.

C. Intercalaciones de filitas púrpura grisáceo y naranja grisáceo, contiene lentes de mármol y metaconglomerado.

D. Filitas de grano fino gris con tonos de azul intensamente plegadas; espesor incierto.

E. Filitas de grano grueso naranja grisáceo a naranja moderadamente amarillento; 8 m.

F. Filitas pizarrosas homogéneas de grano fino gris oscuro a medio; contiene lentes de metacuarcita; 55 m.

G. Metacuarcita densa de grano fino, relativamente homogénea. Espesor incierto.

Por otra parte, reportan que los rasgos químicos y petrográficos de las rocas indican que el metamorfismo ocurrió en un sistema relativamente seco.

Monod y Calvet (1992) consideran que la secuencia expuesta en las cercanías de Zacatecas consiste en tres unidades triásicas y en una unidad probablemente cretácica. A la unidad triásica más

antigua la denominan Formación Pimienta, la cual es principalmente clástica y volcánica; se caracteriza por su contenido de cuarzo volcanogénico, corresponde a las unidades E y C descritas por McGehee (1976) y a las subdivisiones C, A, Bi y Bii de Ranson y colaboradores (1982). De acuerdo a Monod y Calvet, sobre la Formación Pimienta se acumuló la Formación El Bote ("Flysch") secuencia turbidítica monótona de filitas negras y horizontes café claro cuarcíticos con espesores entre 2 y 10 cm (Unidades D de McGehee y Biii de Ranson y colaboradores). La unidad triásica más joven es la Formación El Ahogado que consiste en pizarras negras con algunos estratos gruesos de cuarcitas fuertemente tectonizados. Corresponde con la unidad fosilífera de Burckhardt y Scalia (1906), con la unidad A y B de McGehee y equivale a las unidades E y F de Ranson y colaboradores. Además Monod y Calvet consideran a la roca verde como basaltos con estructura almohadillada y como diques y la denominan "Pillow lavas Zacatecas" muy probablemente de edad cretácica.

FORMACION NAZAS

DEFINICION

Pantoja-Alor (1963 y 1972), definió a la Formación Nazas como una secuencia de sedimentos continentales que alternan con rocas volcánicas que afloran en los alrededores de Cinco de Mayo y al sur del Cerro Redondo, en el Estado de Durango. Consideró como localidad tipo el levantamiento de Villa Juárez sobre el Río Nazas. La secuencia consiste en lavas interestratificadas con tobas, lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados de color rojo. La Formación Nazas en su localidad tipo infrayace a las unidades marinas del Jurásico Tardío.

ANTECEDENTES

En el área de estudio Chávez-Aguirre (1968) denominó informalmente Formación Sotolillo a la secuencia expuesta en la ladera septentrional del Cerro La Peña; sin embargo, en su descripción y cartografía incluyó en esa unidad algunos afloramientos correspondientes a la Formación Caracol y omitió la secuencia conglomerática expuesta al norte de La Ballena, Zac. Posteriormente, Labarthe y colaboradores, (1982a) consideraron a la secuencia en cuestión, como parte de la Formación Zacatecas. Martínez y Malpica (1983) propusieron denominar la secuencia como Huizachal (de Carrillo-Bravo 1961). Aguayo y colaboradores (1985) utilizaron el nombre de Formación La Joya de Mixon y colaboradores (1959); Arellano-Gil (1988) analizó el afloramiento del Cerro La Peña y con base en las características de la unidad, descartó los términos: Formaciones Zacatecas, Huizachal y La Joya, y concluyó que la secuencia en discusión tiene las características propias de la Formación Nazas. Tristán-González y Torres-Hernández (1992) llegan a la misma conclusión para la secuencia de similares litología y posición estratigráfica expuesta en Charcas, S. L. P.

DISTRIBUCION

Además del afloramiento estudiado por Arellano-Gil (*op. cit.*) en la ladera septentrional del Cerro La Peña, en donde están expuestos sus dos miembros, la unidad está expuesta en otros tres afloramientos: Uno extenso, principalmente del miembro clástico en el Cerro Grande y otro pequeño también del miembro clástico, en la cabecera del Arroyo Las Jaras. El tercero se localiza al oriente del Cerro El Potrero, en donde está expuesto el miembro volcánico.

LITOLOGIA Y ESPESOR

En el área la Formación Nazas consiste en dos miembros, uno basal volcánico y otro cimero clástico. EL miembro volcánico consiste principalmente en intercalaciones de derrames lávicos, piroclásticos brechoides y algunos aglomerados. Los derrames son de andesitas (Muestra JA-15) y de basaltos, presentan alteración hidrotermal expresada en desarrollos secundarios de epidota y clorita; también presentan vetillas rellenas de sílice y pseudomorfos de pirita hematizados hasta de 0.5 cm de lado. Este miembro presenta colores gris con tonos de verde y morado, intemperiza en tonos ocre. El miembro clástico consiste en una intercalación de limolitas con horizontes tobáceos cristalinos y conglomerados polimícticos (Muestras JA-6, JA-7 y JA-11) formados por fragmentos de areniscas, similares a los propias de la Formación La Ballena (Figura 7), de cuarzo de segregación y de rocas volcánicas andesíticas. En la parte alta del miembro clástico se observan dos flujos ignimbríticos de color gris con tonos de verde.

Sobre un arroyo que drena la ladera norte del Cerro La Peña medí la secuencia expuesta de la Formación Nazas, con un espesor parcial de 309.3 m; de los cuales 173.0 m corresponden al miembro volcánico, sin su base y 136.3 m al miembro conglomerático (Figura 5). A continuación describo la secuencia:

Miembro Volcánico.

Unidad 1. Rocas volcánicas verdes cloritizadas con fenocristales de plagioclasa, intemperizan en tonos ocráceos. La unidad presenta vetillas de limonita y de sílice criptocristalino, rellenos en forma de drusa de calcita y cristales de pirita hematizados con tamaños entre 3 y 10 mm. Espesor 27 m.

Unidad 2. Tobas de lapilli y aglomerados de composición andesítica, con fragmentos escoriáceos de color gris oscuro en una matriz rojiza parcialmente cloritizada. Los fragmentos tienen tamaños entre 4 y 40 cm y se observan deformados conforme a la foliación. Hacia la cima la unidad presenta color gris con tonos de azul y manchas de óxidos y de celadonita. También presenta ágatas. La unidad termina en un paquete de color crema por intemperismo. Espesor 55.5 m.

Unidad 3. Derrame de lava andesítica con fenocristales de ferromagnesianos oxidados. Color gris medio; intemperiza en tonos claros, tiene fractura concoidea y presenta desarrollos tipo drusa de cuarzo y de celadonita. Espesor 7.5 m.

Unidad 4. Tobas de lapilli y aglomerados parcialmente cloritizados con líticos rojizos y gris oscuros en una matriz gris; intemperiza en tonos violáceos. Los fragmentos líticos tienen dimensiones entre 3 y 10 cm. Espesor 7.5 m.

Unidad 5. Cubierto 8.5 m.

Unidad 6. Tobas de lapilli y aglomerados similares a los de la unidad 4. Espesor 3.0 m.

Unidad 7. Rocas andesíticas cloritizadas presentan cubos de piritita hematizados y algunos rellenos de fracturas sigmoidales de cuarzo. Espesor 9.5 m.

Unidad 8. El primer metro y medio de basaltos negros, después tobas brechoides con lapilli y aglomerados. Los aglomerados consisten de bombas volcánicas en forma de huso y bloques de roca gris oscuro en una matriz tobácea de color rojizo. Los fragmentos tiene tamaños entre 2 y 40 cm. Espesor 18.0 m.

Unidad 9. Rocas volcánicas propilitizadas con fenocristales de plagioclasa. Presentan clorita, epidota, vetillas de sílice y fracturas rellenas con óxidos. Espesor 9.0 m.

Unidad 10. Aglomerados y tobas andesíticas. Los aglomerados presentan líticos andesíticos y bombas, hasta de 50 cm de longitud, con superficie escoriácea. Las tobas son de lapilli con tonos morados; se observan algunos horizontes de ceniza con bombas. Espesor 6.5 m.

Unidad 11. Derrames andesíticos verdes con epidota y clorita intercalados con paquetes piroclásticos de lapilli, brechas volcánicas y algunos aglomerados. La unidad presenta una falla normal que yuxtapone un paquete lávico con otro piroclástico. Espesor 21.0 m.

Miembro clástico.

Unidad 12. Conglomerados polimícticos en estratos gruesos (de más de 80 cm) de fragmentos líticos subangulosos y subredondeados con tamaños entre 2 y 8 cm, en una matriz de arenisca, con sílice y óxidos como cementantes. Los líticos son de cuarzo criptocristalino blanco, de areniscas cuarzosas iguales a las propias de la Formación La Ballena (Figura 7) y de rocas andesíticas y basálticas de color verde, gris oscuro y rojo con tonos ocres. Espesor 10.0 m.

Unidad 13. Litarenitas de grano fino a medio con matriz limosa en estratos con espesores entre 20 y 60 cm; de color gris con tonos de verde y rojizo; intemperizan en tonos ocráceos. Los líticos son principalmente de cuarzo y feldespato. Se observan estratos limosos con nódulos de óxido de hierro. En los 4.5 m de la cima se observan areniscas de grano grueso en estratos entre 60 y 80 cm y limolitas arenosas moradas con nódulos calcáreos; algunos estratos de arenisca semejan rellenos y tienen marcas de carga; otros hasta de

60 cm de espesor presentan estratificación lenticular. Los estratos de la unidad presentan estructura en forma de lápiz definida por el crucero y el fracturamiento. Espesor 27.0 m.

Unidad 14. Conglomerados polimícticos en estratos masivos de más de 100 cm. Consisten de líticos volcánicos con fenocristales de plagioclasa y de sílice criptocristalino con tamaños menores de 2 cm, la mayoría entre 4 y 6 mm, en una matriz arenosa gruesa de color verde con epidota, cementados por sílice y óxidos; intemperiza en tonos ocres. Presentan vetillas de sílice, algunas perpendiculares a la estratificación y otras sigmoidales. Espesor de la unidad 27.3 m.

Falla Normal.

Unidad 15. Consiste en litarenitas, limolitas y argilitas con nódulos calcáreos, en estratos irregulares con espesores entre 15 y 80 cm. Algunos estratos presentan laminaciones, lentes de arenisca de grano grueso, de arenisca conglomerática y de conglomerado con gravas de sílice blanco criptocristalino, de rocas volcánicas y de limolitas. En la mitad superior de la unidad, las areniscas tiene espesores entre 5 y 40 cm; son de grano fino y medio con clásticos de sílice, plagioclasas y líticos; presentan algunos nódulos calcáreos y pseudomorfos de pirita hematizados. Toda la unidad presenta fracturamiento en forma de lápices. Espesor 36.0 m.

Unidad 16. Ignimbritas líticas color gris claro, intemperizan en color amarillento. La unidad se observa muy fracturada y presenta cubos de pirita hematizada. Espesor 7.5 m.

Unidad 17. Litarenitas y limolitas en estratos entre 5 y 15 cm de grano fino a medio con algunos horizontes de piroclásticos, la

unidad tiene color verde olivo e intemperiza en tonos ocráceos. Presenta nódulos de caliche y pseudomorfos de pirita hematizados. Fracturamiento en forma de lápices. Espesor 19.5 m.

Unidad 18. Ignimbritas, tobas líticas y cristalinas gris claro, que intemperizan en verde blanquecino; presentan fragmentos monominerales de plagioclasa y cuarzos secundarios euhedrales; además cubos de pirita hematizados hasta de 2 cm; algunos parcial o totalmente lixiviados. Espesor 9.0 m.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

El contacto inferior de la unidad no está bien expuesto; sin embargo, se puede reconocer claramente que es discordante sobre la Formación La Ballena, por la presencia de fragmentos de areniscas triásicas en su miembro clástico; la discordancia también es evidente en la distribución de sus miembros: Mientras en la ladera norte del Cerro La Peña están expuestos sus dos miembros sin que se observe su base, al norte del poblado La Ballena, el miembro clástico cubre a la Formación La Ballena en forma discordante, ésta relación se observa en una ventana estratigráfica sobre un arroyo tributario del Arroyo Comanja; el acuñaamiento del miembro volcánico se puede deber al relleno de un relieve preexistente labrado en la Formación La Ballena y a la singular configuración estructural singenética, en donde por un lado se denudaban las rocas del miembro volcánico y en otro contiguo se acumulaban sus detritos.

La Formación Nazas subyace discordantemente a la Formación Zuloaga como lo indican las relaciones estructurales entre ambas formaciones. No se puede descartar que la naturaleza del contacto sea tectónica como lo sugiere Arellano-Gil (*op. cit.*), en virtud de las estructuras tectónicas menores que se observan en el contacto.

EDAD Y CORRELACION

La posición estratigráfica de la unidad es por el momento el único criterio objetivo para asignarle edad. En el área de estudio, la Formación Nazas es más joven que el Triásico Tardío, pues cubre discordantemente a la Formación La Ballena, - Su Miembro Clástico incluye gravas procedentes de la Formación La Ballena - y es más vieja que el Kimmeridgiano temprano por estar cubierta por las rocas de la Formación Zuloaga.

En el lapso bosquejado se ha reconocido actividad magmática, que pudiera ser contemporánea a la Formación Nazas. Los fechamientos de ese magmatismo regional, obtenidos a partir de granitoides cortados en pozos petroleros, registran edades de 162 Ma en el Pozo Menchaca (Jones y colaboradores, 1984); edades de 184 ± 14 Ma Rb/Sr, en el Pozo Terán (Rivera 1976, en Padilla y Sánchez 1982) y de 183 Ma en los pozos Punta Jerez 5 y San Rafael 2 (López-Ramos, 1972).

Otro fechamiento de actividad magmática ocurrida entre el Triásico Tardío y el Kimmeridgiano fue reportado para las andesitas y tobas, afectadas por cataclasis, correspondientes a la Formación Rodeo (Rogers y colaboradores, 1963), las cuales registran una edad Jurásica Media de 183 ± 8 Ma K/Ar en hornblenda (López-Infanzón, 1986). Por lo anterior, este último autor propone que la Formación Rodeo debe ser considerada como Formación Nazas y a ésta, de edad Jurásico Medio.

AMBIENTE DE DEPOSITO

La unidad se acumuló en un ambiente continental. Los paquetes tobáceos intercalados en el miembro volcánico atestiguan una acumulación subaérea; sobre todo porque contienen bombas volcáni-

cas; de las cuales, algunas tienen corteza escoriácea. Las estructuras de relleno de canal, la estratificación lenticular y la presencia de ciclos con lentes conglomeráticos con marcas de carga y fracciones de grano más fino con nódulos de carbonato del miembro clástico, sugieren que éste se acumuló en un sistema fluvial meándrico, el cual acarrea los productos de la temprana denudación del miembro volcánico. Por otra parte, los horizontes calcáreos intercalados pueden representar acumulaciones lacustres como ya lo han propuesto Cuevas-Pérez (1983) y Arellano-Gil (1988).

FORMACION ZULOAGA

DEFINICION

Burckhardt (1930), denominó como "Calizas con nerineas" a una secuencia calcárea de plataforma, a la que posteriormente Imlay (1938), denominó Formación Zuloaga. Imlay consideró como localidad tipo a la Sierra de Sombreretillo, en la porción septentrional del Estado de Zacatecas. La secuencia consiste en calizas, calizas dolomíticas y dolomías de color gris oscuro, en estratos que varían de gruesos a masivos. Hacia la cima, la unidad contiene algunos nódulos de pedernal.

ANTECEDENTES

En el área de estudio Chávez-Aguirre (1968) denominó informalmente como Formación Mayo a una secuencia constituida por lutitas calcáreas y calizas interestratificadas que afloran en la falda norte del Cerro de las Pelonas (Cerro La Peña). La base de la secuencia consiste "... de calizas de aspecto masivo, de color gris azulado claro algo arcillosas y con abundantes nódulos de pedernal café, claros...". La Formación Zuloaga aquí descrita corresponde

con la unidad basal de la Formación Mayo de Chávez-Aguirre (*op. cit.*); en tanto que, la unidad superior, corresponde con la Formación La Caja que se describe adelante.

DISTRIBUCION

La formación está expuesta principalmente en el sector central del área. Sus afloramientos más completos se observan en la margen sudoeste del Arroyo Las Jaras y en sus afluentes arroyos Rincón Borrego y El Pastor. Afloramientos menores pero también de la secuencia completa, se encuentran al noreste del Cerro Grande, en el borde occidental de la Sierra y al noreste del Cerro El Potrero. Otras localidades se localizan al norte de Ojo de Agua de la Presa y del Cerro Tres Marías y al noreste del Cerro Majada Prieta.

LITOLOGIA Y ESPESOR

Con base en la columna estratigráfica de 104 m descrita por Arellano-Gil (*op. cit.*) se pueden proponer 3 miembros para describir la unidad:

Miembro basal. Consiste en areniscas calcáreas de grano fino, areniscas conglomeráticas y limolitas calcáreas en estratos con espesores entre 10 y 40 cm y de colores amarillo con tonos de verde y ocre. El miembro presenta paquetes hasta de 6 m formados por estratos gruesos de calizas recristalizadas (Muestra JA-18), con espesores entre 1 y 2 m; algunos con textura granoblástica. Espesor 31.5 m.

Miembro medio. Consiste en mudstones-wackestones parcialmente recristalizados, en estratos entre 40 cm y 2 m; los cuales se encuentran intercalados con calizas arcillosas de espesores hasta de

1.4 m. Las calizas presentan color gris en superficie fresca y al intemperismo adoptan tonos claros de gris. La unidad presenta bandas y nódulos de pedernal gris claro al fresco y castaño al intemperismo, las bandas se observan deformadas. Las calizas arcillosas contienen abundantes ejemplares de *Nerinea* sp. deformados y dispuestos conforme al crucero de las rocas. Espesor 32.5 m.

Miembro cimero. Está formado por calizas recristalizadas y wackestones de microfósiles y pellets (Muestra JA-21), intercalados con limolitas calcáreas. Hacia la cima, las calizas son limosas, los estratos de caliza tienen espesores entre 30 y 90 cm; en tanto que, los de limolita calcárea tienen espesores entre 10 y 20 cm. Las calizas son de color gris oscuro e intemperizan en gris claro; presentan nódulos de pedernal gris; los cuales adoptan tonos ocráceos al intemperismo. Espesor 40.0 m.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

La Formación Zuloaga cubre discordantemente a la Formación Nazas, relación que es evidente por un lado por el carácter mismo de las secuencias involucradas; además, las relaciones estructurales entre ambas unidades expresan un contacto discordante, aunque la naturaleza del contacto puede ser tectónica (Arellano-Gil, *op. cit.*). La unidad basal de areniscas y limolitas de la Formación Zuloaga presenta pliegues de arrastre; en tanto que, los nódulos de pedernal contenidos en las calizas se observan deformados conforme a pliegues por flujo. Además, en la Cañada Las Jaras, la formación presenta un horizonte de mármol cataclástico. El contacto se reconoce claramente por el contraste morfológico y cromático de las rocas involucradas; por un lado, los tonos rojizos de la Formación Nazas con una morfología relativamente homogénea y por otro lado, los pequeños escarpes de color gris claro correspondientes a los paquetes más calcáreos de la Formación Zuloaga. El

contacto superior es nítido y concordante con las rocas de la Formación La Caja.

EDAD Y CORRELACION

Las nerineas deformadas que contiene el miembro medio de la formación fueron identificados como *Phaneroptyxis aff. sulejo-vensis* de edad Kimmeridgiano temprano (Aguayo y colaboradores, 1985); los autores citados colectaron, además, ejemplares de *Buchia* sp., y algunas Trigonias, en la sección Peñón Blanco. Así, la formación tiene una edad Kimmeridgiano temprano. La unidad se acumuló tardíamente en el área con respecto a otras localidades, donde su base pertenece al Oxfordiano; por ejemplo, en la región de Charcas, S.L.P., (Jiménez y colaboradores, 1982).

Se puede correlacionar con la Formación La Gloria de los bordes de la Paleoisla de Coahuila y con la Formación Tamán del área de Tamazunchale.

AMBIENTE DE DEPOSITO

Las características litológicas de esta unidad y su contenido fosilífero sugieren que durante su acumulación prevalecieron condiciones propias de plataforma calcárea media ("Middle Shelf") de acuerdo al esquema propuesto por Wilson (1970, 1974): Aguas de mar bien oxigenadas con salinidad relativamente normal, profundidad de unas pocas decenas de metros; temperatura entre 10 y 30 °C y fondo marino abajo de la acción normal del oleaje. Por otro lado, la unidad constituye un depósito transgresivo, al inicio del cual hubo aporte de terrígenos.

Los rasgos observados se ajustan a una plataforma de tipo rampa con condiciones de circulación de aguas restringida, lo cual

inhibió la diversidad biótica. Al inicio del depósito la sedimentación fué samítica; más tarde, calcárea modificada por el acarreo intermitente de clásticos arenosos y limosos. La presencia de areniscas en la parte basal de la unidad sugiere que hacia el poniente se encontraba una isla de poco relieve que aportó los terrígenos; la cual fué transgredida paulatinamente. En dicha área positiva estuvieron sujetas a erosión las rocas del Triásico-Jurásico Medio(?). La extensión de dicha isla se puede bosquejar tentativamente con base en la distribución actual de las localidades conocidas con afloramientos de las unidades pre-Jurásico Tardío: Al norte hasta Pico de Teyra, Zac. (Formación Taray de Córdoba 1965); al noreste Charcas S.L.P. y hacia el oeste Zacatecas, Zac.

Posteriormente ocurrió aporte de arcillas, las cuales, junto con el material calcáreo, formaron las margas fosilíferas de la parte media de la formación. El resto de la unidad se acumuló en condiciones uniformes sin aporte significativo de terrígenos, hasta el abrupto cambio que constituye su límite superior con la Formación La Caja.

FORMACION LA CAJA

DEFINICION

Imlay (1938) propuso formalmente el nombre de Formación La Caja para describir una secuencia de 83 m de espesor de calizas limolíticas de color ocre y blanquecino, estratos de pedernal, limolitas calcáreas, limolitas calcáreas con pedernal, calizas arcillosas fosfatadas, pedernal calcáreo fosfatado, calizas gris rojizas y limolitas con concreciones fosilíferas de caliza. La localidad tipo se encuentra en la Vereda del Quemado, situada en el

flanco meridional de la Sierra de La Caja, al norte de Mazapil, Zac.

ANTECEDENTES

Como lo expresé antes, la secuencia asignada en esta investigación a la Formación La Caja corresponde con la unidad cimera de carácter calcáreo arcilloso de la Formación Mayo de Chávez-Aguirre (1968). Labarthe y colaboradores, (1982a) reconocieron tres miembros en la Formación La Caja, y describen al miembro medio con características diferentes a las que observé.

DISTRIBUCION

La Formación La Caja está ampliamente distribuida en el área, principalmente en los extremos septentrional y meridional de la sierra; en la franja de afloramientos al sur del Cerro Peñón Blanco, la subdividí en tres miembros; mismos que expreso cartográficamente en el mapa geológico A.

LITOLOGIA Y ESPESOR

La formación consiste en tres miembros: El basal está formado por estratos delgados de limolitas y limolitas calcáreas de color violáceo (Muestra JA-23) con escasas intercalaciones de lutitas y areniscas de grano fino y calizas arcillosas, el miembro es similar a la unidad "A" de Rogers y colaboradores (1956). En algunas localidades, las areniscas de este miembro tienen un espesor significativo y pueden ser confundidas con la propias de la Formación Caracol del Cretácico Tardío, pero se diferencian porque no presentan estratificación gradada ni marcas de base. El miembro medio corresponde con las unidades "B" y "C" descritas para la Formación la Caja por Rogers y colaboradores (*op. cit.*) y se carac-

teriza por calizas fosfáticas y wackestones de color gris oscuro con bandas de pedernal negro; estratos delgados de pedernal con intercalaciones arcillosas (Muestras JA-25 y JA-32). Estos pedernales contienen nódulos calcáreos que frecuentemente resultan fosilíferos. El miembro de la cima corresponde a la unidad "D" de Rogers y colaboradores (*op. cit.*), consiste en wackestones (Muestra JA-46) y calizas oolíticas fosfáticas de color gris oscuro, con intercalación de limolitas de color violáceo; algunas calcáreas con concreciones fosfatadas y bandas de pedernal negro.

La Formación La Caja tiene un espesor total de 160 m de acuerdo a la medición reportada por Arellano-Gil (1988); dicha secuencia se puede subdividir en tres miembros, los miembros basal y medio tienen espesores de 51.5 m cada uno y el cimero de 57.0 m (Figura 5). A continuación describo sus características:

Miembro Basal.

UNIDAD 1. Limolitas calcáreas de color violáceo con presencia de hematita, con intercalaciones de lutitas y areniscas de grano fino, en estratos cuyos espesores varían de 5 a 20 cm. Presentan algunas intercalaciones esporádicas de caliza arcillosa de color gris claro. Espesor 29.0 m.

UNIDAD 2. Limolitas de color violáceo con intercalaciones de calizas arcillosas y calizas oolíticas de color gris, que intemperizan a gris claro, en estratos con espesores entre 3 y 15 cm. La unidad incluye algunas capas de grauvaca lítica con clastos de pedernal subredondeado en una matriz arcillosa, la unidad presenta también bandas de pedernal negro. Espesor 22.5 m.

Miembro Medio.

UNIDAD 3. Wackestones de color gris oscuro en estratos de 20 a 30 cm de espesor, con *boudinage* intercaladas con pedernal negro que presenta algunos nódulos calcáreos con una delgada cubierta de pedernal. Espesor 5.0 m.

UNIDAD 4. Intercalación de limolitas y calizas con oolitos fosfáticos con horizontes de lutitas esporádicos. La unidad es de color violáceo. Espesor 10.0 m.

UNIDAD 5. Pedernales negros que contienen micritas, radiolarios y hematita, dispuestos en estratos ondulantes que varían en espesores de 5 a 40 cm. Presentan intercalaciones arcillosas en horizontes menores de 2 cm. Espesor 8.5 m.

UNIDAD 6. Calizas fosfáticas con oolitos. Las rocas son de color gris claro y se presentan en estratos con espesores de 30 a 60 cm, con intercalaciones de limolitas de colores violáceos y abundantes bandas de pedernal negro. Espesor 9.5 m.

UNIDAD 7. Estratos de pedernal que contienen, además, calcita, arcillas y hematita, los pedernales son de color negro e intemperizan en tonos de ocre, los estratos tienen espesores que varían entre 4 y 15 cm. Presentan nódulos calcáreos discoidales hasta de 2.5 m de diámetro por 50 cm de grueso. Algunas veces, los nódulos presentan una delgada cubierta de sílice. Entre los estratos de pedernal se observan intercalaciones de lutitas en estratos de 2 a 5 cm. Espesor 18.5 m.

Miembro cimero.

UNIDAD 8. Wackestones de color gris oscuro, que contienen pellets, fósiles, hematita y micrita, presentan algunas intercalaciones de lutitas y bandas de pedernal negro; el espesor de los estratos varía entre 5 y 30 cm. Espesor 5.0 m.

UNIDAD 9. Wackestones de color gris oscuro, en estratos que varían entre 25 y 40 cm de espesor, con intercalaciones arcillo-limosas y esporádicos horizontes de bentonita color verde pistache, los espesores de los horizontes arcillo-limosos varían entre 5 a 10 cm. Espesor 6.5 m.

UNIDAD 10. Wackestones de color gris, que intemperizan a gris claro, en estratos de 25 a 30 cm de espesor, con bandas de pedernal negro de 5 cm de espesor. Presentan algunas intercalaciones de calizas arcillosas, lutitas y limolitas. Espesor 9.0 m.

UNIDAD 11. Wackestones de color gris oscuro que intemperizan a gris claro, en estratos de 10 a 35 cm de espesor. Los wackestones consisten principalmente en intraclastos y en forma subordinada, en pellets y micrita. Se observan intercalaciones delgadas (Con espesores entre 7 y 9 cm) de lutitas y limolitas de color violáceo. Presenta bandas hasta de 10 cm de espesor de pedernal negro. Espesor 8.5 m.

UNIDAD 12. Intercalación de mudstones, calizas arcillosas, calizas fosfáticas y limolitas en estratos entre 4 y 16 cm de espesor. Algunos estratos son de wackestones de color gris e intemperizan a gris claro, donde se observan intraclastos, pellets, fósiles y micrita. Se presentan bandas de pedernal negro, horizontes de oolitos fosfáticos, *boudinage* y algunos horizontes de concreciones

fosfáticas. Los estratos arcillosos son de color violáceo. Espesor 17.5 m.

UNIDAD 13. En la base de esta unidad se observan calizas fosfáticas oolíticas con algunas concreciones fosfáticas, de color gris claro. En la parte media y en la cima se encuentran wackestones de color gris oscuro cuyos estratos varían en espesor de 10 a 25 cm. Espesor 10.5 m.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

Sobreyace en forma concordante y nítida a la Formación Zuloaga. El contacto está definido por un cambio abrupto en el espesor de los estratos y en la desaparición de las calizas de plataforma y en la repentina aparición de estratos limo-calcáreos delgados. Morfológicamente se aprecia una ruptura pronunciada en la pendiente. La Formación La Caja subyace a la Formación Taraises en forma concordante y transicional.

EDAD Y CORRELACION

El miembro basal de la Formación La Caja contiene pelecípodos y algunas espinas de equinodermos no clasificados. El miembro medio presenta amonoideos principalmente en los nódulos calcáreos, entre los que destacan los géneros *Aspidoceras*, *Durangites*, *Kossmatia* y *Subdichotomoceras*, colectados al sur del Cerro La Campana y al noreste de El Tepetate. En tanto que el miembro cimero contiene numerosos ejemplares de *Substeueroceras* sp., *Virgatoxioceras* sp., y *Paradontoceras* sp. (Véase el Anexo Paleontológico); por ejemplo en las cercanías del kilómetro 91 de la carretera San Luis Potosí-Zacatecas (Silva-Romo, 1987). También se colectaron ejemplares de *Inoceramus* sp. y numerosos apticus. El conjunto fosilífero indica una edad Kimmeridgiano tardío-Tithoniano tardío.

La Formación La Caja es correlacionable con la Formación La Casita con la cual se interdigita. También se correlaciona con la Formación Pimienta del área de Tamazunchale, S.L.P.

AMBIENTE DE DEPOSITO

La Formación La Caja presenta características litológicas similares a la Novaculita Caballos del Devónico, expuesta en el área de Marathon, Texas; la interpretación paleoambiental de la Novaculita es controvertida en dos posiciones totalmente opuestas y razonadamente argumentadas (Folk y McBride, 1976). Según Folk se acumuló en aguas relativamente someras y, según McBride, la unidad representa una acumulación en aguas profundas. La interpretación paleoambiental de la Formación La Caja, en una primera aproximación podría ser incierta como es el caso de la Novaculita Caballos; sin embargo, existen evidencias que favorecen la explicación para una acumulación en aguas someras, en el marco de una paulatina subsidencia: El drástico cambio entre las calizas de plataforma de la Formación Zuloaga y los estratos calcáreo-limosos del miembro basal de la Formación La Caja se debió más probablemente al arribo de terrígenos finos a la plataforma, que a un cambio batimétrico súbito. Probablemente el material arcilloso fué de origen piroclástico, procedente del arco volcánico del Jurásico Tardío, el cual está claramente registrado en la región oriental de México, en la Formación Pimienta (Hernández-Bernal y Hernández-Treviño, 1991). Dicho aporte arcilloso inhibió el desarrollo de la plataforma calcárea; así es como se puede explicar también el contenido de fósiles bentónicos en el miembro basal de La Caja, sin que se descarte que los sedimentos arcillosos provengan de la denudación de alguna área que aún se encontraba emergida, como lo sugiere el desarrollo arenoso del Miembro Basal. El Miembro Medio de peder-nales, se acumuló también en condiciones de poca profundidad: La sílice de los peder-nales provino de la actividad magmática contem-

poránea expresada en la secuencia de lavas almohadilladas de la Formación Chilitos; misma que fué reconocida en las cercanías de Villa de Ramos, S.L.P. (Alcaráz-Cienfuegos y colaboradores 1988). El material arcilloso intercalado entre los pedernales pudo provenir también de la actividad volcánica piroclástica. El contenido de nódulos fosfatados en la unidad, bajo las condiciones batimétricas bosquejadas, se explica conforme a la hipótesis de Kasakov (1937) y de acuerdo al modelo de Cook (1976). El primero propone que el máximo contenido de fosfato en las aguas marinas ocurre en profundidades comprendidas entre los 30 y 500 m y que la precipitación tiene lugar en un rango batimétrico entre 50 y 200 m. De ser así, los nódulos fosfatados se formaron cuando el piso de la plataforma subsidente estuvo en ese rango de profundidad.

Por otra parte Cook (*op. cit.*) considera que los nódulos fosfatados se forman en el influjo de aguas ricas en nutrientes que arriban a una área marina con bajo ritmo de depositación terrígena y en ocasiones en un clima árido, con desarrollo de abundante biota que propicia la acumulación de sedimentos ricos en organismos en un medio anóxico; en el cual, los organismos pierden C, N e H. penecontemporáneamente a su sepultamiento. La posterior lixiviación de los restos orgánicos, genera aguas intersticiales ricas en fósforo, abajo de la interfase sedimento-agua. Como consecuencia de la elevada alcalinidad en los sedimentos ocurre la precipitación del apatito y/o la fosfatización de sedimentos no fosfáticos. El retrabajo de los sedimentos fosfáticos ocurre en respuesta a los cambios en el patrón de las corrientes o del nivel relativo del mar. La remoción selectiva de la matriz fina, propicia la concentración de nódulos como parches con un alto contenido de fosforita. Aunque esto último no ocurrió eficientemente en el área; las características del miembro cimero pueden ser explicadas bajo este modelo sedimentológico. La continua subsidencia frena la precipitación de los fosfatos; con lo cual, se acumulan únicamente carbona-

tos y limolitas calcáreas en un ambiente de mar abierto atestiguado por la presencia de abundantes comunidades de amonoides.

FORMACION TARAISES

DEFINICION

La Formación Taraises fué descrita por Imlay (1936) en el Cañon de Taraises ubicado en el extremo occidental de la Sierra de Parras, cerca de la población homónima en el estado de Coahuila. Consiste en dos miembros con un espesor conjunto de 148 m. El miembro inferior es de calizas de color gris con abundantes amonoides; el miembro superior consiste en calizas delgadas y calizas arcillosas de color gris claro u oscuro, algunas nodulares, otras astillosas, con abundantes fósiles en la base.

ANTECEDENTES

En el área, Chávez-Aguirre (1968) propuso denominar informalmente como Formación Gobernadora a la secuencia de "... calizas gris azulosas en estratos delgados a gruesos y algunos laminares interestratificadas con lutitas de color café amarillento a crema-rojizo"; que descansa sobre la Formación Mayo - formaciones Zuloaga y La Caja en este trabajo - expuesta en la ladera sudoeste del Cerro Las Pelonas (Cerro La Peña en la cartografía de CETENAL (1971a)). La Formación Gobernadora de Chávez-Aguirre (*op. cit.*) incluye tanto a la Formación Taraises, como a las formaciones Tamaulipas y Cuesta del Cura que describo más adelante.

DISTRIBUCION

Se encuentra expuesta ampliamente al norte de la línea imaginaria definida por los arroyos "De Comanja" y "El Calicanto", en donde se observan los afloramientos más extensos de la secuencia calcárea del Cretácico; aunque dislocados por numerosas fallas normales.

LITOLOGIA Y ESPESOR

La unidad está constituida por una secuencia calcáreo-arcillosa (Muestra JA-47) en las partes basal y cimera, y calcárea (Muestra JA-50) en la porción media; con pedernal en forma de lentes en la base y de nódulos en la cima base. Los espesores de los estratos son menores de 50 cm. La columna expuesta en el flanco norte del Cerro La Peña medida por Arellano-Gil (1988), se puede reagrupar en los siguientes tres miembros, a partir de la base, con un espesor total de 150 m:

Miembro basal. Calizas arcillosas y mudstones de color gris que intemperizan a gris claro, cuyos estratos varían en espesores entre 5 y 50 cm, con intercalaciones de lutitas calcáreas y limolitas en estratos con espesores menores de 5 cm. Las lutitas son de color gris e intemperizan en tonos de ocre. Las calizas se observan en parte laminadas y contienen lentes de pedernal negro. En la porción media del miembro se observa hematita en forma de pequeños nódulos. Espesor 57.0 m.

Miembro medio. Mudstones y wackestones de color gris oscuro que intemperizan a gris claro en estratos con espesores entre 15 y 80 cm con intercalaciones arcillosas y limosas de color gris claro y que intemperizan en tonos ocre; las intercalaciones son más

frecuentes en la porción media. Hacia la cima los estratos tienen espesores entre 5 y 15 cm. Espesor 54.0 m.

Miembro cimero. Mudstones y wackestones de color gris oscuro en estratos entre 15 y 80 cm de espesor, con escasas intercalaciones de lutitas y limolitas de color gris, que intemperizan en tonos de amarillo; contienen algunos nódulos de pedernal negro. Presenta algunos estratos de calizas arcillosas laminadas. Espesor 39.0 m.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

El límite inferior de la Formación Taraises está definido por la desaparición de los nódulos fosfatados de la Formación La Caja, en un contacto concordante y transicional. En las fotografías aéreas el contacto está caracterizado por un tono más claro. El límite superior con la Formación Tamaulipas también es concordante y transicional, pero mejor definido.

EDAD Y CORRELACION

Chávez-Aguirre (1968) reporta en su Formación Gobernadora amonoideos de los géneros *Olcostephanus*, *Acriceras*, y *Haplocrioceras*, con base en los cuales la ubica del Valanginiano al Hauteriviano; sin embargo, en el Cerro Magueyes se colectó un ejemplar de *Berriasella*, sp. con lo cual se documenta la edad desde el Berriasiano (Silva-Romo, 1987). En el área, la unidad contiene ejemplares de *Inoceramus*, sp. Restrinjo el rango estratigráfico de la Formación Taraises al Berriasiano- Valanginiano, en virtud del alcance Hauteriviano-Barremiano de la Formación Tamaulipas que le sobreyace; misma que Chávez-Aguirre (*op. cit.*) incluyó en su Formación Gobernadora.

Esta unidad se correlaciona con la Formación Valdecañas de Fresnillo, Zac. (Cserna de, 1976), y con la Formación Santuario del área de Ixmiquilpan, Hgo., (Fac. de Ing., UNAM, 1984).

AMBIENTE DE DEPOSITO

La unidad se depositó en un ambiente de mar abierto; bajo aguas claras y oxigenadas. La desaparición de los nódulos fosfatados que caracterizan a la unidad cimera de la Formación La Caja pudo deberse a un aumento en el tirante de agua, en la paulatina subsidencia regional que ocurrió durante el Cretácico Temprano, con lo cual cesó la precipitación fosfática y dió paso a una sedimentación calcárea de mar abierto.

FORMACION TAMAULIPAS

DEFINICION

De acuerdo a Muir (1936), Stephenson (1921) fué quién utilizó por primera vez el término Formación Tamaulipas, para referirse a la secuencia calcárea expuesta en la Sierra de Tamaulipas, sin proponer localidad tipo. Belt (1925) menciona a la Caliza Tamaulipas con una breve descripción y refiere el nombre a la ocurrencia de la unidad en el Estado de Tamaulipas. Esta secuencia del Cretácico Inferior está constituida por calizas de grano fino y grano muy fino (criptocristalinas) que varían de color gris claro a gris crema, con lentes y nódulos de pedernal y con superficies estilolíticas paralelas a los planos de estratificación.

Muir (*op. cit.*) reconoció que la secuencia calcárea presenta un horizonte intermedio calcáreo-arcilloso (Horizonte Otates) y considera más adecuado denominar como Formación Tamaulipas Inferior

a los estratos que se encuentran bajo ese horizonte. Esta división tripartita no fué reconocida en la presente investigación.

ANTECEDENTES

Chávez-Aguirre (1968) incluyó a la secuencia calcárea que aquí considero como Formación Tamaulipas, en su Formación Gobernadora. Labarthe y colaboradores (1982a) subdividieron a la unidad en cuestión en dos formaciones: Abajo la Formación Cupido (Imlay, 1937) y arriba la Formación La Peña (Imlay, 1936). En virtud de la redefinición de Humphrey (1949) que restringe el nombre de Formación La Peña, únicamente al miembro superior calcáreo arcilloso de Imlay (*op. cit.*), el cual no se observa en el área, considero a la secuencia como una sola unidad litoestratigráfica. Por otra parte, la unidad expuesta presenta características diferentes a las propias de la Formación Cupido, por lo cual denomino como Formación Tamaulipas a la unidad en cuestión.

DISTRIBUCION

Aflora al sur del Cerro Peñón Blanco, en los cerros La Peña y Sierra Blanca, en un extenso afloramiento. También está expuesta en un afloramiento pequeño con un contacto por falla normal con la Formación La Ballena.

LITOLOGIA Y ESPESOR

La unidad está constituida por wackestones (Muestra JA-54) y mudstones (Muestra JA-57) de color gris oscuro en estratos de 10 a 30 cm de espesor, con algunos estratos con espesores hasta de 70 cm. Presenta estilolitas y nódulos de pedernal gris claro que intemperizan a café amarillento. En la base se observan algunos estratos arcillosos y en la parte superior predominan los mudstones

de color gris claro con concreciones de pirita hematizados de 3 a 4 cm de diámetro. El espesor total de la unidad se estima en 180 m.

En el Cerro La Peña, Arellano-Gil (1988) midió un espesor parcial de 74.0 m a partir de la base, secuencia que presenta las siguientes características:

UNIDAD 1. Mudstones de color gris que intemperizan en gris claro, en estratos de 60 a 70 cm de espesor, con algunas intercalaciones arcillosas aisladas. La unidad presenta estilolitas y contiene nódulos de pedernal gris que intemperizan a café claro. Espesor 17.0 m.

UNIDAD 2. Wackestones de intraclastos y microfósiles, de color gris oscuro, en estratos entre 10 y 40 cm de espesor, con algunas intercalaciones delgadas de lutita. Contienen nódulos de pedernal gris en superficie fresca y rojizos al intemperismo. Espesor 12.5 m.

UNIDAD 3. Mudstones y wackestones de microfósiles y pellets; al fresco tienen color gris oscuro y al intemperismo adoptan tonos de gris claro; las calizas se observan parcialmente recristalizadas, en estratos de 10 a 20 cm de espesor y algunos de 60 cm. Presentan nódulos de hematita. En la cima presentan intercalaciones arcillosas y contienen nódulos de pedernal gris al fresco y rojizos en superficie intemperizada. Espesor 30.0 m.

UNIDAD 4. Mudstones con hematita diseminada, de color gris claro que intemperizan en tonos amarillentos y rojizos, dispuestas en estratos de 15 a 60 cm de espesor, con algunas estilolitas paralelas a la estratificación. Presentan nódulos y concreciones de pirita hematizados de 3 a 4 cm de diámetro y nódulos de pedernal gris claro, rojizos al intemperismo. Espesor 14.5 m.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

Se encuentra sobreyaciendo a la Formación Taraises en forma concordante y transicional. Dicho contacto está resaltado por la desaparición de los horizontes arcillosos de la Formación Taraises; por el cambio a una tonalidad oscura y por la aparición de estratos más gruesos. El contacto superior es concordante con la Formación Cuesta del Cura y está marcado por unos cuantos estratos calcáreo-arcillosos. En la Sierra de Guanamé, al noreste del área, Alcaráz-Cienfuegos y colaboradores, (1988) observaron que la Formación Tamaulipas subyace concordantemente a la Formación La Peña.

EDAD Y CORRELACION

En el área no se colectaron fósiles que permitan asignarle edad a la unidad; no obstante, propongo asignarla al Hauteriviano-Aptiano temprano de acuerdo al reporte de Martínez-Pérez (1972) y a las relaciones estratigráficas que presenta en la Sierrra de Guanamé. Martínez-Pérez (*op. cit.*) colectó muestras con microfósiles clasificados como *Nannoconus steimanni* Kamptner y *Nannoconus bermúzi* Bronnimann (Con un rango Hauteriviano-Barremiano), en el área El Estribo-San Francisco, S.L.P. Por otra parte, en la Sierra de Guanamé, subyace a una unidad calcáreo arcillosa con *Parahoplites mexicanus* del Aptiano tardío (Silva-Romo, *op. cit.*).

Esta unidad se correlaciona con la Formación Guaxcamá de la Paleoplataforma Valles-San Luis (Carrillo-Bravo, 1971) y con la Formación Cupido del área del Paleogolfo de Sabinas.

AMBIENTE DE DEPOSITO

Las características texturales y la presencia de pirita indican un ambiente de mar abierto, cuyo fondo tenía carácter reductor que propició la precipitación de pirita en forma de concreciones y nódulos, estructuras que ahora se observan hematizadas.

FORMACION CUESTA DEL CURA

DEFINICION

Imlay (1936) definió la Caliza Cuesta del Cura como una secuencia de estratos calcáreos delgados, con superficies de estratificación onduladas de color gris a gris oscuro, con escasos horizontes arcillosos y abundantes nódulos y bandas de pedernal negro. La localidad tipo se encuentra en la Cuesta del Cura, situada a 6.5 km al oeste de Parras, Coah.

DISTRIBUCION

En la mitad norte del área presenta algunos afloramientos, los cuales, en la mayoría de los casos, presentan límites tectónicos. El afloramiento más extenso se localiza en la cima del Cerro La Peña, mientras en las cercanías de El Tepetate, se observan algunos afloramientos, no cartografiables, con marcada deformación por flujo.

LITOLOGIA Y ESPESOR

Se trata de una secuencia de turbiditas calcáreas en estratos delgados con espesores entre 10 y 30 cm de espesor, de color gris

a gris oscuro con abundantes bandas y nódulos de pedernal negro. La textura predominante es de wackestone, aunque también se observan packstones (Muestra JA-71) y wackestones (Muestra JA-72). Algunos estratos se observan laminados y otros son de conglomerados intraformacionales con clastos de wackestone y fragmentos de fósiles recristalizados (Muestra JA-64). En el área del presente estudio la Formación Cuesta del Cura se caracteriza por contener numerosos amonoideos recristalizados, con enrollamiento planispiral, algunos con espiral abierta y otros moderadamente evolutos.

En los cortes de la carretera San Luis Potosí-Zacatecas (km 91), Arellano-Gil (1988) midió 40.0 m de la cima de la unidad. Dicha secuencia consiste en mudstones y wackestones de pellets y microfósiles en estratos entre 10 y 30 cm de color gris oscuro en superficie fresca y gris claro al intemperismo, con bandas de pedernal negro hasta de 5 cm de ancho. La unidad presenta algunas intercalaciones de lutitas calcáreas con horizontes de óxidos. Hacia la cima se observan intercalaciones calcáreo-arcillosas. El espesor total de la unidad se estima en 160.0 m.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

El contacto inferior se observó únicamente en una pequeña cuña estructural al sur del Cerro La Peña; se trata de un contacto concordante definido por la presencia de un paquete de menos de 20 m formado por estratos calcáreo-arcillosos con espesores menores a los 20 cm. El contacto superior es concordante y transicional con la Formación Indidura, como se observa en el corte del km 93 de la carretera San Luis Potosí-Zacatecas.

EDAD Y CORRELACION

En las cercanías del área, la Formación Cuesta del Cura presenta el siguiente contenido de macrofósiles: *Oxitropidoceras* sp. en el Cerro San Antonio, al noreste de El Tecomate a 2 km del área (Véase el Anexo paleontológico), en tanto que, en la región de Moctezuma, S.L.P. contiene *Hamites (Psilohamites)*, sp., *Tetragonites*, sp., *Kossmatella*, sp., *Inoceramus* c.f. *I. pictus* y *Apticus* (Fac. de Ing. UNAM, 1986).

La unidad presenta abundante contenido de microfósiles, entre los que se identificaron: *Colomiella* recta, *Favusella* washitensis, *Favusella* aff. *F. washitensis*, *Hedbergella* trocoidea, *Hedbergella* sp., *Calcisphaerula* innominata, *Calcisphaerula* sp., *Ticinella* roberti, *Ticinella* sp., *Rotalipora* sp., *Pithonella* ovalis, *Thalmaninnella* ticinensis, radiolarios calcificados, globigerínidos indeterminados, textuláridos, espículas de esponjas y fragmentos de ostrácodos y moluscos (Fac. de Ing. UNAM, op. cit.), conjunto faunístico que indica una edad correspondiente al lapso Albiano-Cenomaniano temprano.

Se correlaciona con la Formación El Abra de la Paleoplataforma Valles-San Luis y probablemente con las formaciones Cerro Gordo y Caliza Fortuna (Cserna de, 1976) del área de Fresnillo, Zac.

AMBIENTE DE DEPOSITO

La presencia de abundantes microfósiles planctónicos indican condiciones de mar abierto; en tanto que, la presencia de turbiditas calcáreas y de algunos flujos de escombros sugieren una acumulación en el talud continental. Los fragmentos biógenos de ostrácodos y moluscos fueron transportados desde el área de la

plataforma calcárea Valles-San Luis desarrollada al oriente del área, (Carrillo-Bravo, 1971).

FORMACION INDIDURA

DEFINICION

Kelly (1936) propuso el nombre de Formación Indidura para describir una secuencia de 30.5 m de espesor de calizas lajosas, lutitas y calizas laminadas que afloran en la parte sur de la Sierra de Santa Ana, a 19.3 km al oeste-sudoeste de Delicias, Coah. La unidad contiene fósiles del Albiano tardío, Cenomaniano y Turoniano. Posteriormente Imlay (1936), midió una secuencia de 652 m de espesor, en la Sierra de Parras, Coah.; ahí, la unidad consiste en cinco miembros caracterizados por calizas, lutitas, lutitas calcáreas y calizas arcillosas de estratificación delgada de color gris oscuro y negro fosilíferas; en las cuales Imlay (*op. cit.*) colectó ejemplares de *Inoceramus labiatus* y amonoideos del género *Peroniceras*.

DISTRIBUCION

Se encuentra expuesta en pequeñas franjas a lo largo de la sierra, sus mejores afloramientos se encuentran en la parte septentrional del área, en los cortes de la carretera San Luis-Zacatecas. En trabajos previos (Labarthe y colaboradores, 1982a) han reportado extensos afloramientos de la Formación Indidura al norte de la carretera San Luis-Zacatecas y en la región comprendida entre El Tepetate y los cerros Verde y San Antonio; sin embargo, durante los trabajos de esta investigación, comprobé que la mayoría de tales afloramientos, corresponden con los miembros medio y cimero de la Formación La Caja. Por otra parte, reasigné a la

Formación Indidura, otros afloramientos al sur del Cerro La Peña, considerados por Labarthe y colaboradores, (*op. cit.*) como correspondientes a la Formación Taraises.

LITOLOGIA Y ESPESOR

La Formación Indidura es una secuencia calcáreo-arcillosa, cuya base se caracteriza por la presencia de calizas arcillosas, wackestones (Muestra JA-75) y lutitas calcáreas de color gris con tonos de amarillo, dispuestas en estratos con espesores entre 3 y 25 cm, con algunos horizontes de bentonita friable de color verde olivo; además, presenta nódulos de pedernal, láminas de yeso y horizontes de hematita. La cima de la formación consiste en wackestones, lutitas calcáreas y areniscas de color gris que intemperizan en tonos amarillentos, dispuestas en estratos delgados, con algunos nódulos de pedernal negro y un horizonte con abundantes amonitas recristalizadas.

La secuencia observada se encuentra afectada por numerosas fallas, lo cual impidió la medición del espesor total, que estimo en 130 m. En el sector septentrional del área, Arellano-Gil (1988) midió dos porciones de 30 m cada una, separadas por un paquete de espesor y características no reconocidos; una porción corresponde a la base y la otra a la cima, las cuales presentan las siguientes características:

Miembro basal. Calizas arcillosas y wackestones con bandas de pedernal negro y gris en estratos entre 15 y 25 cm con intercalaciones de lutitas calcáreas en estratos entre 3 y 10 cm de espesor. La unidad es de color gris con tinte amarillento y adquiere tonos rojizos por intemperismo. Incluye horizontes de bentonita friable de color verde olivo, láminas de yeso y hematita. Espesor 30.0 m.

Cubierto. Espesor indeterminado.

Miembro cimero. Wackestones de pellets, intraclastos y fósiles de color gris al fresco y con tonos amarillentos al intemperismo; presentan bandas de pedernal negro e intercalaciones de lutitas fósiles de color gris con tonos violáceos. Los estratos presentan espesores de 3 a 20 cm. En la parte media la unidad presenta abundantes amonoideos recristalizados, mientras hacia la cima incluye algunos estratos turbidíticos de arenisca de grano fino a medio de color verde claro. Espesor 30.0 m.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

Sobreyace a la Formación Cuesta del Cura conforme a un contacto concordante y transicional definido por la desaparición de los estratos ondulados de la Formación Cuesta del Cura y por la aparición de horizontes arcillosos. Está cubierta también transicional y concordantemente por la Formación Caracol.

EDAD Y CORRELACION

La formación contiene macrofósiles entre los que se identificaron *Inoceramus (Mytiloides) subhercynicus* e *I. (M.) hercynius*, que corresponden al Turoniano temprano; en tanto que, entre los microfósiles de la unidad se encuentran *Rotalipora cushmani*, *Rotalipora greenhornensis*, *Calcisphaerula innominata*, *Calcisphaerula* sp., *Hedbergella* sp., *Rotalipora* sp., *Pithonella ovalis*, Globotruncánidos indeterminados, textuláridos, espículas de esponja y globigerínidos indeterminados (Fac. de Ing., UNAM, 1986).

Con base en el contenido fosilífero que presenta y en la edad que tiene la Formación Cuesta del Cura, se le asigna una edad correspondiente al Cenomaniano tardío-Turoniano temprano.

Se correlaciona con la Formación Tamasopo de la Paleoplataforma Valles-San Luis Potosí, con la Formación Soyatal (Wilson y colaboradores, 1955) del margen oeste de la misma plataforma y con la Formación Agua Nueva (Muir, 1936) del área de Tamazunchale.

AMBIENTE DE DEPOSITO

La unidad se depositó en un ambiente marino de aguas profundas, parcialmente reductor que permitió la acumulación de horizontes de pirita, ahora hematizados. La presencia de horizontes de yeso se debe a un proceso secundario de oxidación de la pirita. Contemporáneamente a la acumulación de la Formación Indidura, ocurrió vulcanismo hacia el occidente del área como está registrado en los horizontes bentoníticos de la unidad. La parte alta de la unidad registra las primeras etapas de denudación de los terrenos volcánicos.

FORMACION CARACOL

DEFINICION

Inlay (1937) propuso el nombre de Formación Caracol para describir una secuencia de 282 m de tobas devitrificadas intercaladas con lutitas y con algunos estratos de calizas, tal como aflora en la margen oeste del Arroyo El Caracol, mismo que drena la Sierra de San Angel (Oriente de la Sierra de Parras, Coah.).

DISTRIBUCION

Se encuentra expuesta en pequeños afloramientos en la periferia de la sierra, en donde presenta contactos estructurales,

como ocurre en las cercanías del Arroyo Comanja, donde está yuxtapuesta a la Formación La Caja por una falla normal.

LITOLOGIA Y ESPESOR

La formación consiste en areniscas turbidíticas con secuencia Bouma, en ocasiones con secuencia completa, dispuestas en estratos entre 10 y 60 cm de espesor, algunos hasta de 1.5 m, con granulometría que varía desde tamaños de arenas gruesas hasta de arcillas. La unidad es de color gris oscuro con tonos de verde al fresco y con tonos ocráceos al intemperismo. La fracción arenosa de los estratos se caracteriza por presentar estratificación gradada y marcas de base con abundantes hojuelas de muscovita; en ocasiones presenta líticos tabulares de lutita. Las areniscas de la formación son del tipo de las arenitas líticas (Muestras JA-78 y 67A) y de las grauvacas líticas (Muestras JA-82, JA-84 y 242); los granos son subangulosos de formas equidimensionales y proladas de fragmentos líticos andesíticos y de pedernal, cuarzo, feldespato (Oligoclasa y andesina) y muscovita con cementante calcáreo. Las fracciones arcillosas tienen espesores entre 5 y 20 cm. La formación contiene cuarzos euhedrales de crecimiento secundario hasta de 4 cm de largo. El análisis de procedencia de las areniscas de la Formación Caracol, conforme a los criterios de Dickinson (1985) indica un aporte a partir de un arco magmático (Figura 7) lo cual confirma las observaciones de Tardy y Maury (1973) para las "areniscas de los *flyschs* de edad Cretácico Superior" de la región.

En la parte central de la sierra, Arellano-Gil (1988) midió un espesor parcial de 80 m a partir de la base. Estimo que la Formación Caracol tiene un espesor total de 300 m.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

Sobreyace en forma concordante y transicional a la Formación Indidura; el contacto está definido por la desaparición de las calizas y la sustitución por areniscas turbidíticas, como se observa en el corte del km 91 de la carretera San Luis Potosí - Zacatecas. La unidad se encuentra cubierta discordantemente por las unidades continentales cenozoicas y por los depósitos recientes.

EDAD Y CORRELACION

Sobre la Carretera San Luis Potosí-Zacatecas, se colectaron dos ejemplares mal preservados de amonoideos de la familia Hamitidae (Fac. de Ing. UNAM, 1986), que tiene un rango stratigráfico Aptiano tardío-Turoniano.

En este trabajo le asigno a la Formación Caracol un rango de edad indeterminado a partir del Turoniano tardío, con base en su posición stratigráfica y en los fósiles que presenta.

Se correlaciona con las formaciones San Felipe (Jeffreys, 1910) del área de la Sierra Madre Oriental y Soyatal (Wilson y colaboradores, 1955) de la región de Zimapán.

AMBIENTE DE DEPOSITO

La Formación Caracol fué acumulada por corrientes de turbiedad en una depresión que se había profundizado paulatinamente durante el lapso comprendido entre el Jurásico tardío y el Turoniano temprano; es probable que la tendencia subsidente haya continuado. Sin embargo, el enorme volumen de terrígenos que fueron transportados desde los terrenos occidentales, en los cuales se denudaba vigorosamente un relieve conformado principalmente por rocas

volcánicas andesíticas, colmataron la cuenca en una vertiginosa regresión provocada por el levantamiento y/o aproximación de los terrenos occidentales de arco volcánico.

GRANITOIDES CENOZOICOS

En la Sierra de Salinas se localizan varios intrusivos hipabisales peraluminicos de carácter aparentemente toleítico: cuatro troncos graníticos, un apófisis y varios diques cuya composición mineralógica y características texturales son muy similares.

DISTRIBUCION

El tronco mayor conforma al Peñón Blanco; otro se localiza en el poniente de la sierra al norte del Arroyo El Abronzado. El tercer tronco se extiende hacia el noroeste a partir del Cerro Verde; en tanto que, el cuarto corresponde con el Cerro Prieto. La apófisis y el dique mayor corresponden con los parajes denominados Cerro La Leona y Cerro El Potrero; respectivamente.

LITOLOGIA

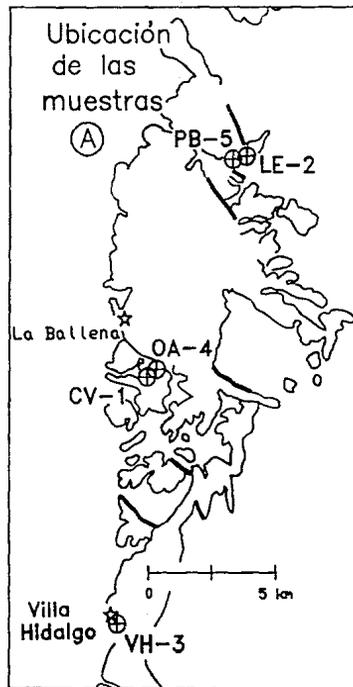
Los granitos tienen color gris con tonos de rojo y en ocasiones de azul. Sus minerales esenciales son el cuarzo (35%), la ortoclasa (10 - 15%) y la oligoclasa (10%); en tanto que, la muscovita (3.5 - 4%) y la turmalina negra (variedad "schorl") (1%) aparecen como minerales accesorios dentro de una matriz microcristalina cuarzo-feldespática (35 - 45%) (Muestras JA-85 y JA-86). La turmalina se presenta en diversas formas: Rellenando vetillas, como desarrollos radiales de varios centímetros de diámetro o como concentraciones esféricas que incluyen fenocristales de plagiocla-

sa. La turmalina se encuentra principalmente en la periferia de los cuerpos intrusivos. El granito presenta una textura porfídica, con abundantes fenocristales en una matriz equigranular, entre sus fenocristales destacan los cristales euhedrales de cuarzo de tipo beta. El tronco del Cerro Peñón Blanco contiene algunos xenolitos de rocas sedimentarias, principalmente de areniscas. El cuerpo intrusivo de Cerro Prieto, presenta tamaños de grano más pequeños y numerosas discontinuidades con relleno de turmalina.

Por lo general, los cuerpos intrusivos presentan una aureola de metamorfismo angosta de menos de un metro de ancho, excepto el apófisis del Cerro La Leona; el cual está rodeado de una zona de skarn granatífero de aproximadamente 25 m de ancho.

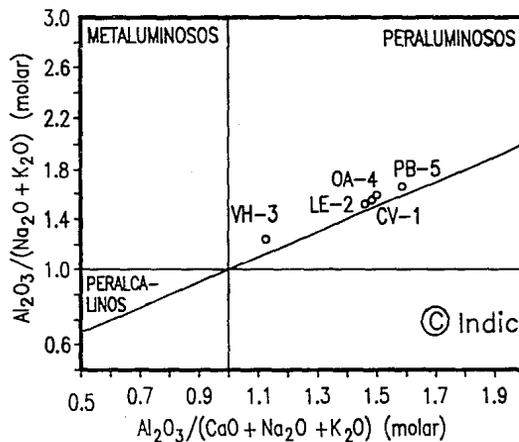
CARACTERISTICAS QUIMICAS

Se obtuvieron cinco análisis por óxidos mayores de las rocas ígneas, cuatro muestras corresponden a los granitos y una a la Ignimbrita Villa Hidalgo, las cuales fueron analizadas por el Laboratorio Bondar-Clegg, con sede en Ontario, Canada. Ante la sospecha de una probable contaminación durante la preparación de las muestras, se revisaron los porcentajes de Fe_2O_3 total reportados por Bondar-Clegg y se obtuvieron los porcentajes de Fe_2O_3 y de FeO , en el laboratorio de análisis químico del Instituto de Geofísica de la UNAM. La diferencia fué menor al 10%, excepto en la muestra de la ignimbrita. La ubicación de las muestras y los resultados corregidos se observan en las Figuras 9-A y 9-B. De acuerdo al Índice de Shand los granitos y la ignimbrita son peraluminosos (Figura 9-C). Con base en el cálculo normativo CIPW (Figura 9-D), se determinó que los intrusivos tienen una composición que corresponde a los granitos alcalinos de albita y que la ignimbrita es riolítica entre alcalina y sienítica, como se observa en el diagrama Q'-ANOR de Streckeisen y Le Maitre (1979) (Figura 9-E). Al



muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PPI	total
CV-1	73.11	0.02	16.06	0.00	1.11	0.03	0.06	0.30	3.63	3.91	0.18	1.41	98.41
LE-2	73.28	0.02	16.21	0.00	1.03	0.04	0.02	0.20	4.16	3.53	0.23	1.13	98.72
VH-3	76.52	0.19	11.96	0.98	1.20	0.01	0.10	0.47	2.66	4.86	0.03	1.08	98.98
OA-4	71.31	0.02	15.36	0.10	1.30	0.02	0.16	0.38	3.06	4.18	0.20	2.12	96.09
PB-5	73.05	0.01	15.70	0.00	1.56	0.05	0.11	0.25	3.63	3.14	0.13	1.61	97.63

ⓑ Oxidos mayores según Bondar-Clegg
(FeO y Fe₂O₃ re-analizados en el Inst. Geof. UNAM.)

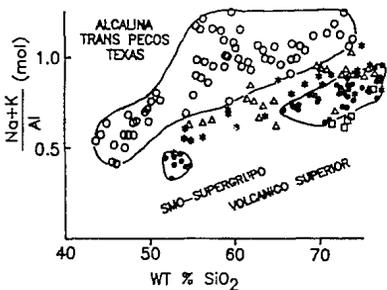
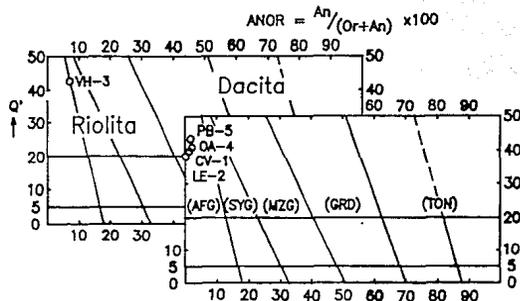


ⓒ Índice de Shand

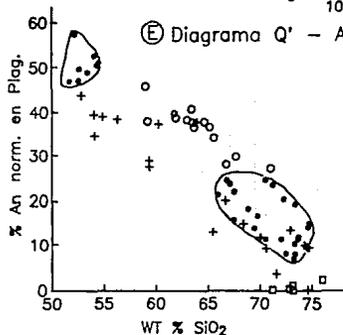
Fig. 9. Características geoquímicas de los granitoides y de la Ignimbrita Villa Hidalgo.

muestra	Q	or	ab	an	C	hy	mt	il	ap	D.I.
CV-1	35.86	23.11	30.72	0.31	5.74	2.22		0.04	0.42	90
LE-2	34.88	20.86	35.20		5.73	1.98		0.04	0.53	90
VH-3	40.87	28.72	22.51	2.14	1.54	1.35	1.42	0.36	0.07	94
QA-4	35.96	24.70	25.89	0.58	5.59	2.70	0.14	0.04	0.46	87
PB-5	38.24	18.56	30.72	0.39	6.19	3.22		0.02	0.30	88

Ⓓ Cálculo normativo CIPW



- Alcalina Trans Pecos Texas
- △ Metalumínica Trans Pecos Texas
- Este de Chihuahua
- ◐ SMO-Supergrupo volcánico superior
- Sierra de Salinas



- + Este de Chihuahua
- SMO-Supergrupo volcánico superior
- SMO-Complejo volcánico inferior
- Sierra de Salinas

Ⓔ Comparación del magmatismo de la Sierra de Salinas

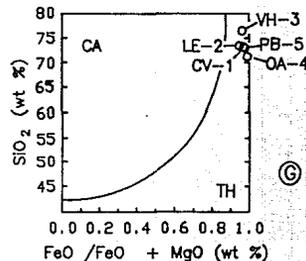
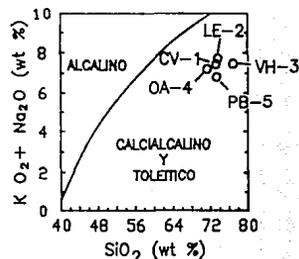


Fig. 9. Características geoquímicas de los granitoides y de la Ignimbrita Villa Hidalgo (Continuación).

graficar la relación alcalinidad ((Na+K)/Al por ciento-molar) contra el por ciento de SiO² se observa que los intrusivos se localizan un poco abajo del campo definido para las rocas volcánicas del Super-grupo Superior por McDowell y Clabaugh (1981); en tanto que, la ignimbrita queda dentro del campo (Figura 9-F). En una gráfica Anortita normativa contra el peso porcentual de SiO², se observa que los granitos y la ignimbrita tienen menos anortita que las rocas de igual contenido de dióxido de silicio del Supergrupo Superior; el contenido de anortita es similar al de las rocas de la Zona intermedia del Este de Chihuahua que definen McDowell y Clabaugh (1981) entre la Sierra Madre Occidental (de carácter calcialcalina) y la Provincia Alcalina de Trans-Pecos. Al igual que las rocas de la Sierra Madre Occidental, las rocas correspondientes a la Zona Este de Chihuahua son de carácter calcialcalino (McDowell y Clabaugh, *op. cit.*). Ante las similitudes químicas que presentan las rocas de la Sierra de Salinas con las propias de dichas provincias, se esperaría que también tuvieran carácter calcialcalino; sin embargo, paradójicamente, resultan toleíticas (Figura 9-G).

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

Los cuerpos intrusivos están emplazados en las discontinuidades estructurales entre la secuencia sedimentaria del Triásico-Cretácico en forma de troncos, apófisis y diques; en un caso, se observó al granito emplazado en un sistema paleokárstico.

El carácter hipabisal de los cuerpos graníticos se expresa en sus contactos nítidos, su textura porfídica, la ausencia o pequeñez de sus aureolas de metamorfismo y su contenido de xenolitos. La presencia de fenocristales de cuarzo con forma cristalina del tipo beta, también indica un emplazamiento somero y un enfriamiento rápido en un mecanismo dominado probablemente por "*brittle fracture explotation*" como el descrito por Shaw, (1980).

Como se discute más adelante, en la interpretación de las estructuras tectónicas, la forma de los cuerpos intrusivos y su arreglo espacial, conforme a los dos sistemas de fallas normales con rumbos N-NE y NW, sugieren la sincronía entre la dislocación de la región y el emplazamiento de los intrusivos graníticos. Otra posible explicación a la coincidencia entre los planos preferenciales de fallas normales e intrusivos, es que los intrusivos se emplazaron posteriormente a la dislocación aprovechando las discontinuidades preexistentes; independientemente de la cronología relativa entre los dos sistemas de fallas.

EDAD

Unicamente se conoce de un fechamiento de las rocas intrusivas del área, el cual fué obtenido para el tronco de Peñón Blanco, a partir de análisis de muscovita por K/Ar con una edad de 48 ± 4 Ma, (Mugica y Albarrán, 1983). Por otro lado, en el área de Pinos, Zac., se esboza la sincronía entre los emplazamientos intrusivos y el vulcanismo ignimbrítico, en los conglomerados continentales cenozoicos; los cuales, consisten en su base de líticos de arenisca y caliza. La presencia de clastos de granitos con turmalina, se observa hasta después de una intercalación de ignimbritas y rocas híbridas; lo cual es una evidencia que apoya la probable sincronía o que la dislocación asociada al vulcanismo exhumó a los intrusivos graníticos de la región.

ORIGEN DEL MAGMA

De acuerdo a Clarke (1992) las características químicas de los granitos son similares a las propias de los "Granitos de Tercera Generación". Clarke (*op. cit.*) clasifica a los granitos de acuerdo al número de eventos de fusión parcial a partir de una fuente original peridotítica del manto.

Es probable que el magma se haya generado por la fusión parcial de la corteza continental; la fusión ocurrió probablemente a una profundidad del orden de las decenas de km a partir de una secuencia metamórfica en presencia de agua; estos factores de generación del magma granítico satisfacen las condiciones de presión y temperatura de generación de magmas graníticos (Wyllie y colaboradores, 1976). La presencia de turmalina sugiere que el Boro fué un componente importante en la fusión a baja temperatura.

IGNIMBRITA VILLA HIDALGO

DEFINICION

Propongo este nombre informal para denominar a una secuencia volcánica compuesta por ignimbritas parcialmente devitrificadas intercaladas con tobas híbridas silícicas de caída libre, de color crema ligeramente rojiza, con seudoestratificación y gradación, en capas masivas cuya granulometría varía de grano grueso a grano muy fino con algunos líticos de pómez y otros de vitrófidos gris oscuro. Las ignimbritas son de colores café rojizo, gris rosáceo, café claro o rosa oscuro; tienen textura merocristalina, porfídica y fluidal con fenocristales de cuarzo, sanidino y algunas plagioclasas en una matriz devitrificada. Presenta pómez colapsada y otros líticos en forma aislada. Sus mejores afloramientos se localizan al oriente de Villa Hidalgo y también al oriente de Cerro Prieto; en donde las ignimbritas se observan con oquedades subsféricas, las cuales corresponden con esferulitas intemperizadas. Las ignimbritas tienen por lo general un patrón de fracturamiento columnar; al oriente de Villa Hidalgo, las ignimbritas desarrollaron estructuras similares a túmulos.

ANTECEDENTES

Labarthe y colaboradores, (1982a) consideraron a las rocas aludidas como parte de la Riolita Panalillo. Dada la falta de continuidad entre los afloramientos correspondientes a la Riolita Panalillo y los del área, considero más apropiado describir a la unidad bajo una nomenclatura informal.

DISTRIBUCION

En el sector septentrional, la Ignimbrita Villa Hidalgo conforma dos mesas pequeñas al noreste de Salinas de Hidalgo; mientras en el meridional, forma la conspicua cuesta volcánica inclinada ligeramente hacia el sur y que se extiende entre Rincón de la Cebada y el Bajío El Jarillal.

LITOLOGIA Y ESPESOR

Está compuesta por ignimbritas y tobas líticas de composición riolítica de color gris con tonos morados que intemperizan a gris rojizo. Las ignimbritas presentan fenocristales de cuarzo beta con corrosión magmática y de feldespatos en una matriz afanítica. En ocasiones se observan estructuras fluidales, pseudoestratificación y piroclastos de forma irregular y angulosa, con diámetros entre 0.5 y 4 cm. Presenta también vesículas y amígdalas rellenas de cuarzo o de calcita. La Ignimbrita Villa Hidalgo incluye algunos vitrófidos oscuros y tiene un espesor estimado de 60.0 m.

De acuerdo a un análisis químico por óxidos mayores del flujo ignimbrítico superior expuesto al oriente de Villa Hidalgo, las ignimbritas son peraluminicas al igual que los granitos (Figura 9-C).

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

Sobreyace, en forma discordante, a la secuencia jurásica-cretácica, principalmente a las formaciones La Caja y Caracol, sin que se observe la superposición de la Ignimbrita sobre la unidad de "Clásticos Continentales" que Labarthe y colaboradores, (op. cit.) reportan al noreste de El Tepetate. En esta localidad, la Ignimbrita sobreyace directamente a las unidades media y cimera de la Formación La Caja. La ignimbrita aparece cubierta por depósitos de talud y por caliche.

EDAD

Es probable que la actividad volcánica corresponda con la ocurrida en el Oligoceno, la cual fué documentada por Labarthe y colaboradores, (1982b) con un fechamiento de 26.8 ± 1.3 Ma para rocas similares del miembro ignimbrítico de la Riolita Panalillo.

ROCAS VOLCANICAS INDIFERENCIADAS

En la porción sudeste del área está expuesta una secuencia de ignimbritas que no fué estudiada en detalle, la cual se extiende ampliamente hacia la región de Pinos, Zac., misma que aparece en el mapa "B" bajo la denominación de "Rocas volcánicas indiferenciadas".

CONGLOMERADOS TERCIARIOS

DEFINICION

En este trabajo se denomina informalmente como Conglomerados Terciarios a los depósitos conglomeráticos continentales que están expuestos en el Monte El Palmar y que cubren discordantemente a la secuencia triásica. También se incluyen dentro de esta unidad a los conglomerados expuestos al sur de los cerros Verde, La Ballena y San Antonio que se acumularon sobre un relieve labrado en las areniscas de la Formación Caracol; los conglomerados están formados por fragmentos de cuarzo blanco criptocristalino, caliza, pedernal, arenisca, granito y de ignimbrita en tamaños que varían entre 4 mm y 6 cm; cuya redondez varía de redondeados a subredondeados, estos clastos se encuentran en una matriz areno-limosa y con cementante calcáreo.

ANTECEDENTES

Labarthe y colaboradores (1982a) reportan una unidad clástica cenozoica, a la cual denominan "Clásticos continentales" y consideran anterior al vulcanismo silíceo. Tal relación estratigráfica no se observa en las localidades en donde está expuesta la base de las ignimbritas, por lo cual utilizo otra nomenclatura informal para referirme a dichas rocas clásticas cenozoicas.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

La unidad se encuentra cubriendo discordantemente a la secuencia mesozoica. En la Mesa el Palmar, estos conglomerados desaparecen bajo una acumulación de caliche mediante un contacto difuso. Al oriente de Villa Hidalgo, los conglomerados terciarios

se encuentran en contacto por falla normal con la Ignimbrita Villa Hidalgo.

EDAD

Esta unidad continental no contiene fósiles por lo que es difícil determinar su edad, dentro de un nivel de certidumbre y dado que no presenta rasgos de deformación. Le asigno una edad correspondiente al Terciario, posterior a la actividad magmática, en virtud de que incluye clásticos de granito y de ignimbrita.

FORMACION LAS JOYAS

DEFINICION

Unidad propuesta formalmente por Labarthe y colaboradores, (1982b), de acuerdo a la descripción informal de Aranda y Labarthe (1977). Consiste en un conjunto de rocas piroclásticas y lávicas de composición basáltica y de carácter alcalino, agrupadas en dos miembros, uno piroclástico y otro lávico. Su localidad y sección tipo se localizan en la pared norte del Xalapazco La Joyuela, 2 km al sudoeste de la Estación Ventura del ferrocarril San Luis Potosí-Tampico.

DISTRIBUCION

Se observa en forma aislada en el sector septentrional del área, en donde conforma los cerros volcánicos El Tecomate, El Venadito, La Campana, Las Cuevas Altas y la Mesa Don Eligio.

LITOLOGIA Y ESPESOR

La Formación Las Joyas consiste en rocas piroclásticas y de basaltos con colores gris oscuro y negro; entre las primeras se encuentran brechas volcánicas y tobas basálticas de ceniza y lapilli con algunas bombas y bloques escoriáceos. Los basaltos son de textura afanítica y contienen labradorita como mineral esencial y como minerales accesorios: Olivino, augita y magnetita en una matriz de microlitos de plagioclasas y vidrio básico (Muestra JA 90); algunos cristales de olivino se encuentran alterados a iddingsita. Los derrames presentan estructura vesicular. La unidad tiene un espesor aproximado de 70 m.

RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

Cubre discordantemente a las formaciones jurásicas y cretácicas. Aparece cubierta únicamente por depósitos continentales de talud, caliche y aluviales.

EDAD

Tiene una edad Pleistoceno-Reciente, ya que en las cercanías de su localidad tipo, sobreyace a conglomerados pleistocénicos que contienen restos fósiles de vertebrados que pueden corresponder a mamutes (Labarthe y colaboradores, 1982b).

DEPOSITOS RECIENTES

En el área se observan extensas superficies ocupadas por depósitos recientes que fueron separadas cartográficamente de acuerdo a su origen. Al poniente de la sierra se encuentra una franja de abanicos aluviales coalescentes y más alejados de ella,

los depósitos lacustres del Sistema Chapala-Salinas-El Salitre, en tanto que hacia el oriente de la sierra se observa una planicie diluvial bordeada por depósitos de talud. Por lo general, los valles fluviales presentan una generación de terrazas fluviales, mientras el Cerro Peñón Blanco está bordeado por algunos depósitos de talud. Generalmente, todos los depósitos mencionados, muestran horizontes petrocálcicos desarrollados ampliamente; lo cual, le imprime una textura fotogeológica peculiar a sus áreas de afloramiento; incluso existen áreas extensas cubiertas por estos caliches.

Los clásticos que conforman las unidades son de carácter lítico, excepto en el entorno de los cuerpos intrusivos, donde son arcósicos.

Estos depósitos recientes cubren discordantemente al resto de las unidades estratigráficas expuestas en el área.

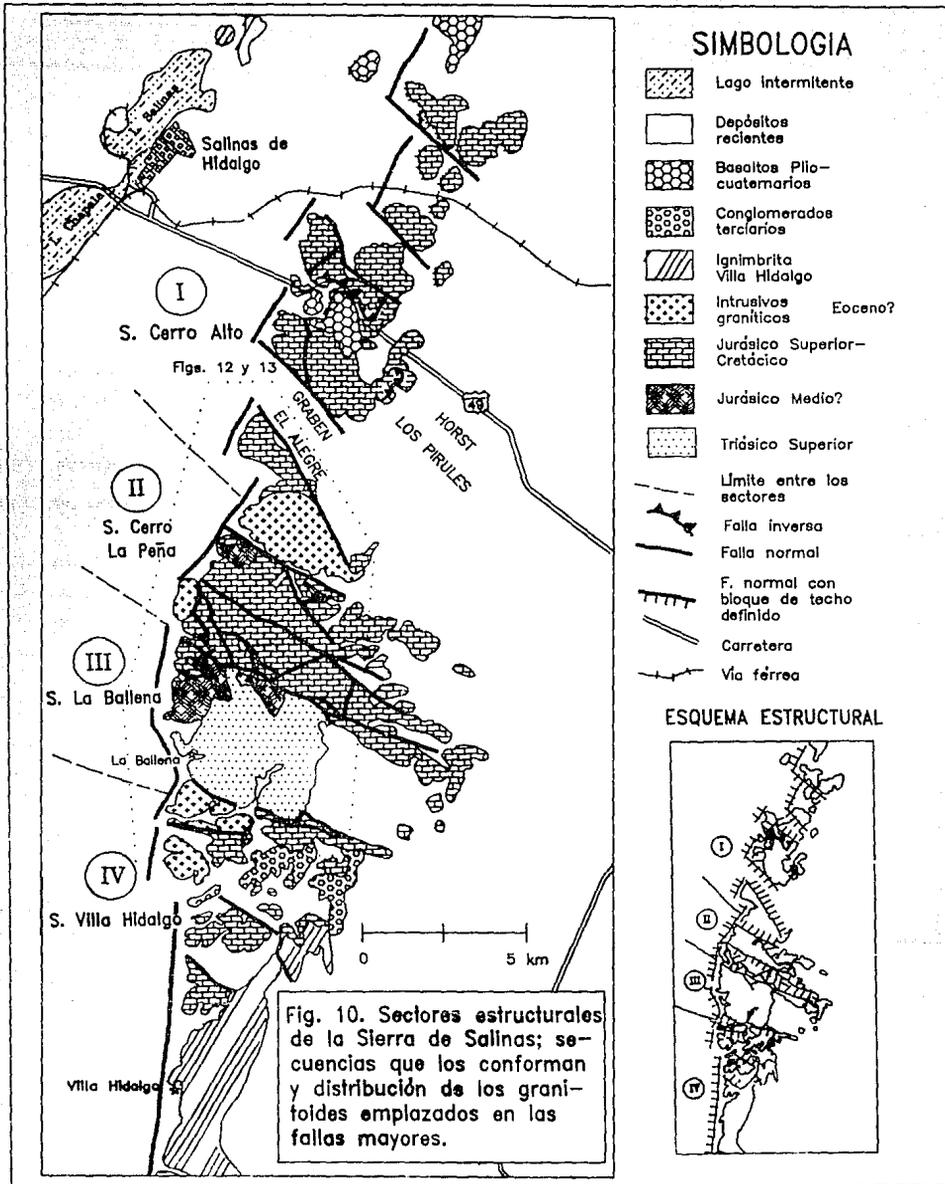
ESTRUCTURAS TECTONICAS DE LA SIERRA DE SALINAS

La morfoestructura de la Sierra de Salinas en una primera aproximación, se define como una cuesta con rumbo general N-NE, inclinada hacia el oriente, con mayor relieve en la parte central y limitada al poniente por un sistema de fallas normales con bloque de techo al occidente; sin embargo, los contrastes en el comportamiento estructural y en el registro estratigráfico permiten subdividirla en cuatro sectores estructurales que denomino: "(I) Cerro Alto", "(II) Cerro La Peña", "(III) La Ballena" y "(IV) Villa Hidalgo" (Ver Figura 10). Dichos sectores están delimitados por fallas normales con rumbos N54-70°W, las discontinuidades están resaltadas por la presencia de granitoides; los dos intrusivos mayores corresponden al Cerro Peñón Blanco - emplazado entre los sectores Cerro Alto y Cerro La Peña - y con el Cerro Verde, alojado entre los sectores La Ballena y Villa Hidalgo.

El salto de las fallas de rumbo NW, es mayor a los 500 m y el movimiento relativo entre los sectores define un "horst" (Sector III, La Ballena) bordeado por bloques escalonados: Al norte los sectores Cerro La Peña y Cerro Alto y hacia el sur el sector Villa Hidalgo.

Los elementos morfoestructurales presentan características de diferentes niveles; los sectores I, II y IV tienen rasgos del nivel estructural superior, en tanto que el sector III muestra rasgos propios del nivel estructural medio (Mattauer, 1976).

Como se puede observar en la Figura 10, los sectores I y IV están conformados por las secuencias Jurásico Tardío - Cretácico y



por las rocas volcánicas cenozoicas, mientras el sector II está conformado por rocas del Jurásico Medio(?) - Cretácico Tardío y el sector III, por la secuencia Triásico Tardío - Jurásico Tardío. En dicha figura, también se muestran en forma esquemática, los rasgos estructurales mayores de la sierra.

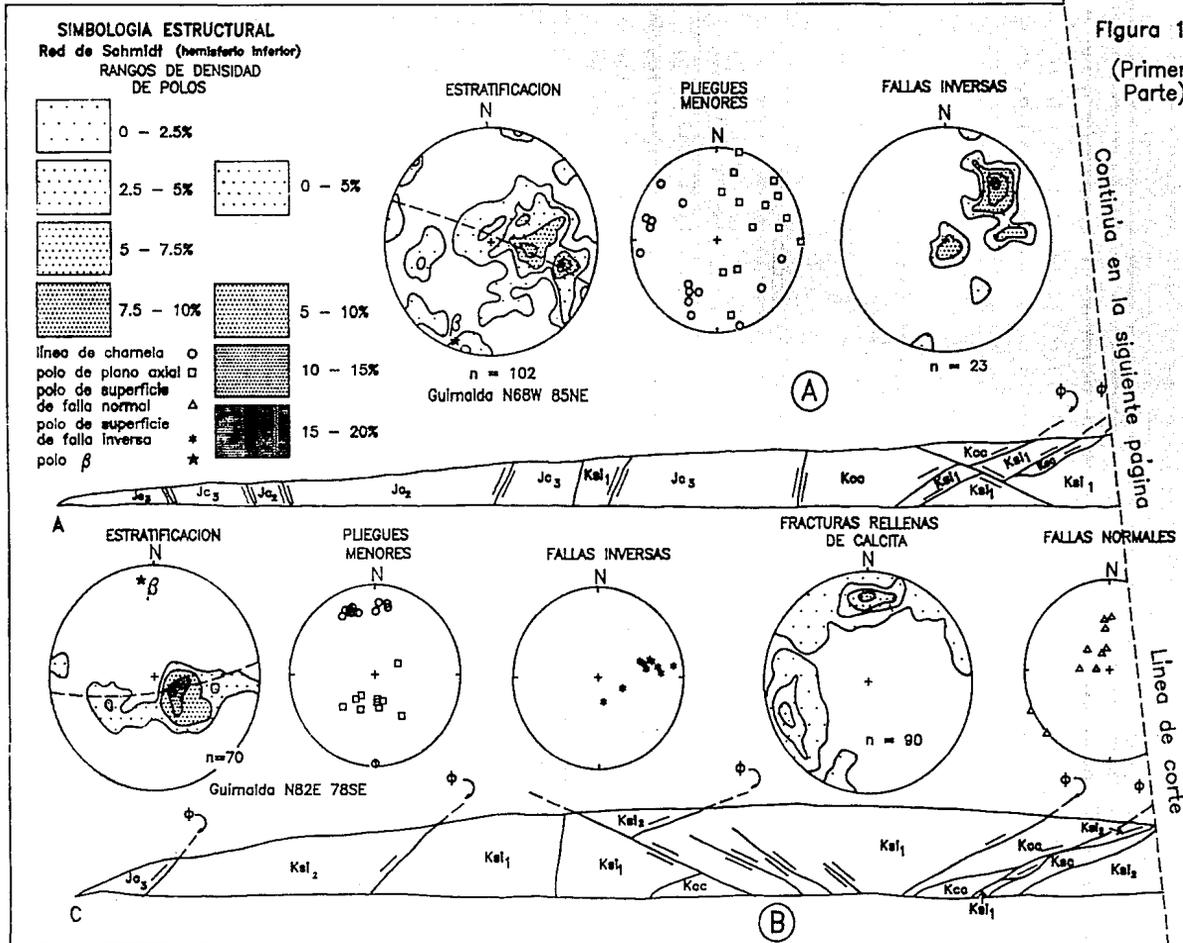
Además de sus características estratigráficas peculiares, cada sector tiene rasgos estructurales distintivos:

RASGOS ESTRUCTURALES DEL SECTOR (I) CERRO ALTO

El Sector (I) Cerro Alto está conformado por 6 bloques separados por fallas normales con rumbos NW (Arellano-Gil, *op. cit.*), similares a los propios de las discontinuidades mayores; los dos septentrionales son bloques inclinados hacia el noreste, los otros cuatro bloques definen dos "grabenés" y dos "horsts"; el graben meridional (Graben de "El Alegre") es el mejor desarrollado (Figura 10). En el sector está expuesta la secuencia Jurásica - Cretácica; la cual define estructuras plegadas y fallas inversas imbricadas. Además, se observó una cabalgadura que yuxtapone a la secuencia del Jurásico Tardío sobre las rocas del Cretácico Tardío. El Bloque cabalgante está conformado por escamas imbricadas en forma de abanico similares a las del modelo de Mitra (1986).

En el "Horst Los Pirules" se reconocen claramente las características estructurales mesozoicas y cenozoicas del sector como se pueden observar en los cortes de la carretera San Luis Potosí - Zacatecas en los kilómetros 91 (KV2699,9919) y 93 (KA2559,0047), y en el Arroyo Chupaderos (KA2687,0048); en estas localidades se obtuvo información (que se sintetiza en la Figura 11) de rasgos planares y lineales de fallas, pliegues y fracturas.

Figura 11
(Primera Parte)



Continuación de la página anterior

Línea de corte

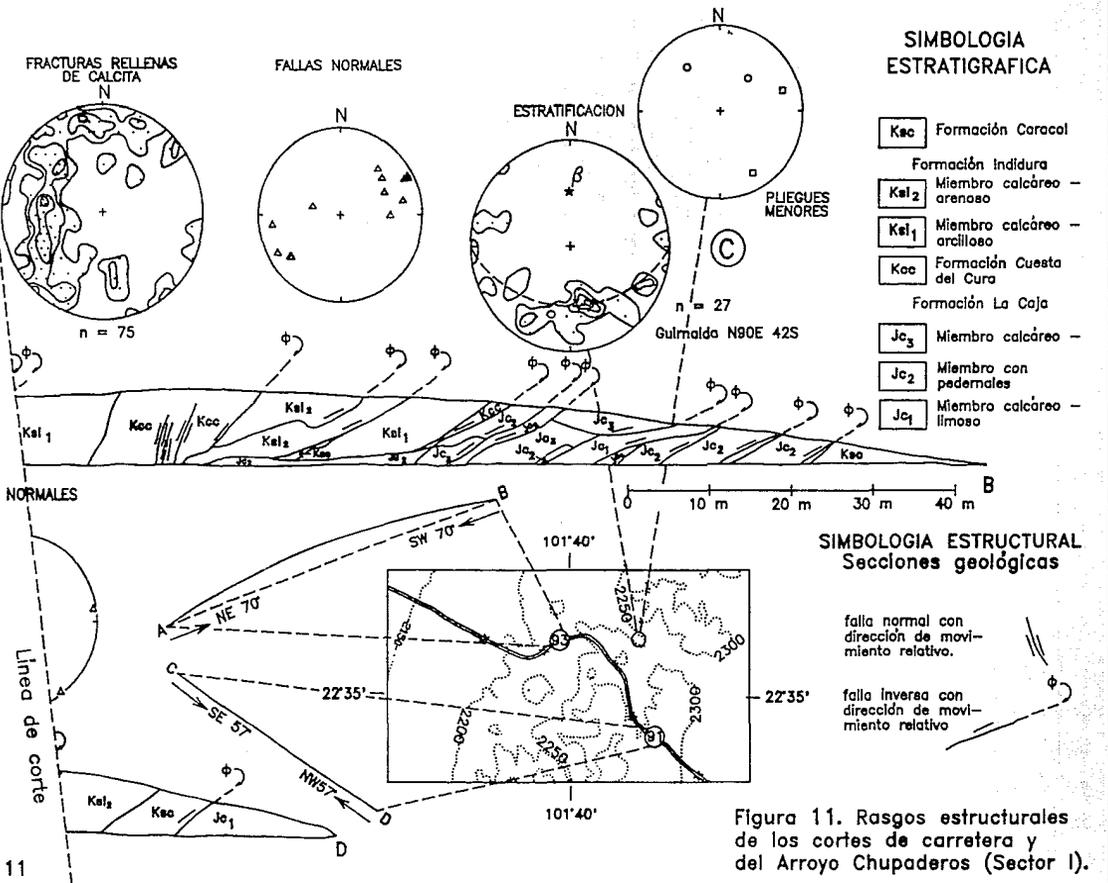


Figura 11
(Segunda Parte)

Figura 11. Rasgos estructurales de los cortes de carretera y del Arroyo Chupaderos (Sector I).

La estructura del corte del km 93 corresponde con un conjunto de fallas inversas imbricadas en abanico similares a las del modelo de Mitra, (1986), en las cuales están involucradas la Formación La Caja y la secuencia Cuesta del Cura-Indidura; algunas fallas yuxtaponen a los miembros medio y cimero de la Formación La Caja (Figura 11-A). Se reconocieron 23 fallas inversas cuyo diagrama polar registra un plano principal con rumbo S46°E, inclinado 53° al SW y dos planos subordinados: S56°W, 07° al NW y S05°E, 53° al SW. El diagrama polar de superficies de estratificación (n = 102) tiene un valor máximo conforme a un plano de rumbo S20°W inclinado 60° al NW y un plano subordinado S14°W con 31° al NW. La guirnalda de dispersión de polos (N68°W, 85° al NE) define una charnela inclinada 05° al S05°W (Polo beta en la Figura 11-A). Los planos axiales de los pliegues menores desarrollados tanto en la Formación La Caja, como en la Formación Cuesta del Cura presentan un amplia gama de rumbos desde casi Oeste-Este hasta casi Sur-Norte, con inclinaciones hacia el SW y NW; en tanto que, las líneas de charnela están inclinadas tanto hacia el SE, como al SW y al NW. Las fracturas rellenas de calcita (n = 75) presentan dos concentraciones con planos preferenciales: N09°E, 49° al SE y N77°E inclinado 78° al SE. Además, se reconoció un sistema de fallas normales conjugadas con rumbos NE y una falla normal subhorizontal, con rumbo N15°E inclinada hacia el SE, tal como se ilustra en la Figura 11-A.

En el corte del kilómetro 91 se observa un pliegue recostado hacia el este, dislocado en su núcleo por fallas inversas con vergencia hacia el NE (Figura 11-B). La estructura está definida con base en la secuencia Cuesta del Cura-Caracol; en el extremo NW del corte, la Formación La Caja cabalga a la secuencia cretácica. Estas estructuras compresivas están dislocadas a su vez por tres sistemas de fallas normales, dos de poca pendiente y con rumbos NE y Oeste-Este. El tercer sistema de fallas normales tiene rumbos NW

y superficies subverticales. El diagrama polar de superficies de estratificación ($n = 70$), define un polo de máxima concentración que corresponde con una superficie con un rumbo $S22^{\circ}W$ inclinada 19° al NW. La guirnalda de polos correspondiente ($N82^{\circ}E$, 78° al SE) expresa una línea de charnela inclinada 12° al $N08^{\circ}W$ (Polo beta en la Figura 11-C). Los pliegues menores desarrollados en la Formación Indidura presentan planos axiales inclinados principalmente hacia el NE y líneas de charnela inclinadas hacia el norte, en tanto el diagrama polar de fracturas rellenas de calcita ($n = 70$) presenta dos concentraciones: $N18^{\circ}W$, inclinado 76° al NE y Este, inclinado 68° al sur.

En el Arroyo Chupaderos se obtuvo información estructural de superficies de estratificación sobre un mismo estrato en un pliegue recostado definido en la Formación Caracol (Figura 11-C). El diagrama polar correspondiente ($n = 27$) define una guirnalda con rumbo Este, inclinada 42° hacia el sur; así, la línea de charnela del pliegue se inclina 48° al norte franco. Los pliegues menores de la estructura presentan charnelas inclinadas entre 40 y 50° hacia el NE y hacia el NW.

RASGOS ESTRUCTURALES MESOZOICOS DE LOS SECTORES (II) CERRO LA PEÑA Y (III) LA BALLENA)

Con el fin de comparar las características estructurales de los sectores II y III, en los cuales se encuentran mejor expuestas las secuencias Triásico Superior - Jurásico Medio(?) y Jurásico Superior - Cretácico Superior, elaboré la Figura 12, en la cual presento en forma sintética la información estructural referida a su ocurrencia geográfica, mediante proyecciones polares en la Red

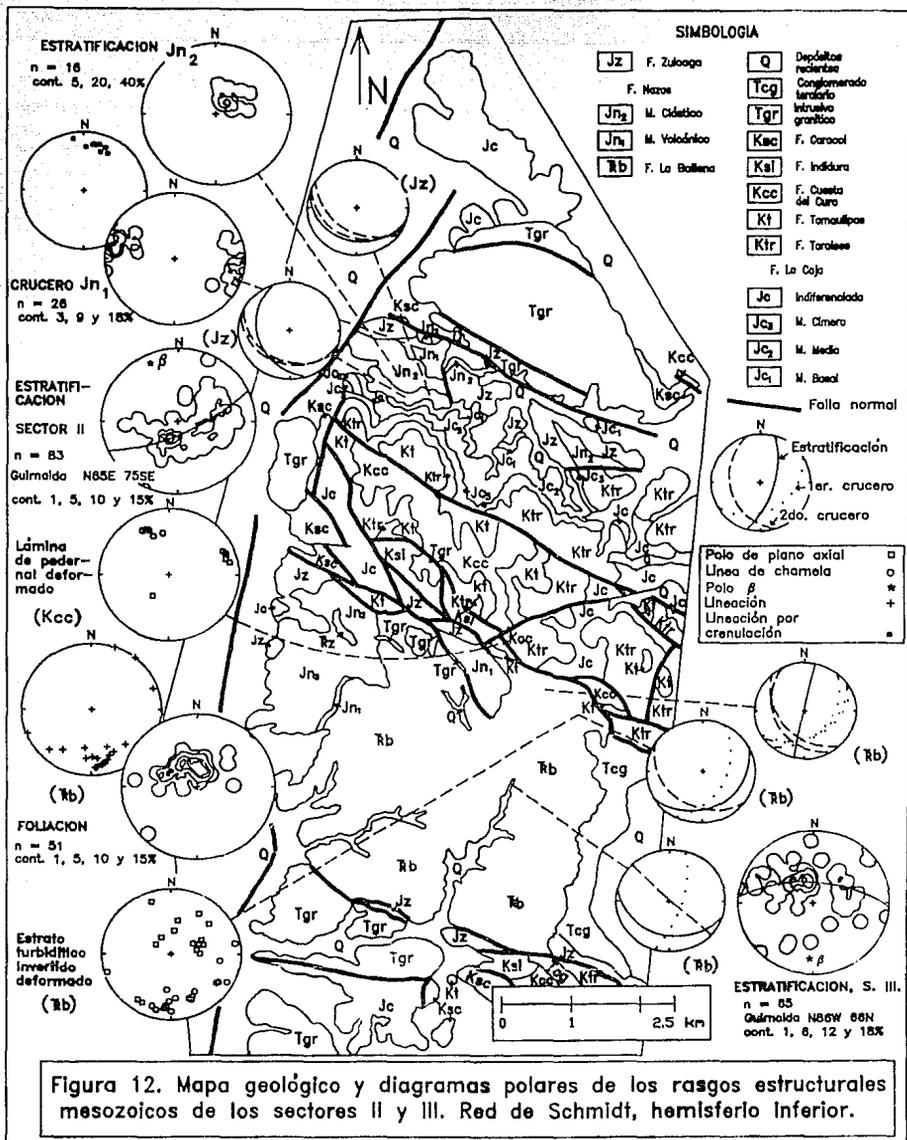


Figura 12. Mapa geológico y diagramas polares de los rasgos estructurales mesozoicos de los sectores II y III. Red de Schmidt, hemisferio Inferior.

de Schmidt (hemisferio inferior) sobre un mapa geológico de los sectores mencionados.

En el Sector Cerro La Peña está expuesta la columna estratigráfica más completa del área: Afloran la Formación Nazas y la secuencia Zuloaga - Tamaulipas sin interrupción; el resto de la secuencia mesozoica, se observa conformando un conjunto de bloques rotados por un sistema de fallas normales lístricas con rumbos al SW. En este sector la sierra es más ancha, como se observa en la Figura 10, sus límites sudeste y noreste se extienden hacia el oriente como dos cordones serranos.

Los afloramientos de la Formación Nazas se encuentran en la porción noreste del sector (Ver Figura 12); el Miembro Volcánico presenta un crucero preferencial con rumbo N10°E, inclinado 80° al SE (n = 26) y una lineación por crenulación inclinada 26° hacia el N16.5°E (n = 9), en tanto el Miembro Clástico define un monoclinal con rumbo general S43°E inclinado 20° hacia el SW (n = 16). El diagrama polar de superficies de estratificación de la secuencia Jurásico Tardío - Cretácico (n = 105) presenta una concentración máxima que expresa una superficie con rumbo NW 60°W inclinada 20° al NE. La guirnalda de dispersión (N60°E inclinada 77° al SE) define una línea de charnela inclinada 13° al N30°W. Los planos axiales de los pliegues menores desarrollados en la secuencia Jurásico - Cretácico del sector presentan rumbos N(0)-90°W inclinados hacia el este; en tanto las líneas de charnela están inclinadas hacia el NE. La Formación Zuloaga presenta un crucero inclinado hacia el suroeste. Frecuentemente, las unidades jurásico - cretácicas con pedernal en láminas - formaciones Zuloaga, Taraises y Cuesta del Cura - lo presentan deformado conforme a pliegues menores; cuyos planos axiales se inclinan hacia el SW y sus líneas de charnela

hacia el NW, como se ilustra en la Figura 12 para una localidad de afloramiento de la Formación Cuesta del Cura.

El Sector La Ballena está conformado únicamente por la secuencia Triásico - Jurásico Tardío, con las unidades más jóvenes expuestas en la porción noroeste (Ver Figura 12) Chávez-Aguirre (1968) caracterizó al sector como un "horst" con relieve invertido.

Por lo general, las rocas triásicas presentan metamorfismo en facies de esquistos verde, expresado por la presencia de sericita. En la mayoría de los afloramientos, en los que se pueden reconocer criterios de polaridad, la secuencia se encuentra invertida; se observan marcas de base y gradación. La máxima concentración de polos de superficie de estratificación invertida es muy similar a la propia de la foliación ($n = 51$); la cual tiene un rumbo $N51^{\circ}E$ inclinada 24° al SE. La distribución de los polos de superficies de estratificación ($n = 65$) presenta una gran dispersión como se puede observar en la Figura 12; sin embargo se define una guirnalda conforme a una superficie $N86^{\circ}W$ inclinada 66° hacia el NE, el polo beta correspondiente se inclina 24° hacia el $S04^{\circ}W$. En algunas localidades las rocas triásicas presentan, en la misma superficie de estratificación, dos sistemas de pliegues de arrastre: Uno con rumbos NE y otro con rumbos NW; las líneas de charnela de estos pliegues menores tienen inclinaciones tanto al SW y como al SE (Figura 12). En una localidad se observó que la foliación está plegada conforme a un pliegue asimétrico con plano axial $S84^{\circ}E$, inclinado 88° al SW, con línea de charnela inclinada 30° al $S82^{\circ}E$. Algunas superficies de estratificación presentan desarrollo de minerales de calcita fibrosos; los cuales en ocasiones están plegados conforme a un plano axial con rumbo casi Norte-Sur inclinado al oeste y con línea de charnela inclinada al sur.

Por otra parte, los estratos de arenisca de la Formación La Ballena presentan dos cruceros como lo reconoció Centeno-García (comunicación personal, 1991), uno de ellos con rumbo general N-NE inclinado hacia el SE y otro con rumbo SE, inclinado hacia el SW (Figura 12). La Formación La Ballena está dislocada por fallas inversas con vergencia hacia el noroeste; en ocasiones se observa el desarrollo de estructuras imbricadas tipo "horses" y "pods" de dimensiones métricas.

RASGOS ESTRUCTURALES CENOZOICOS DE LOS SECTORES (II) CERRO LA PEÑA Y (III) LA BALLENA)

Los rasgos estructurales cenozoicos de estos sectores se pueden observar en forma sintética en la Figura 13 que muestra, con base en proyecciones polares en la Red de Schmidt (hemisferio inferior), las características estructurales, tanto de los dos sectores, como de los intrusivos que los delimitan.

El Cerro Peñon Blanco constituye el límite entre los sectores estructurales I y II. En planta este tronco granítico tiene una forma de semihuso con un rumbo general N58°W; la traza de su límite noreste es convexa, en tanto la traza del sudoeste es casi rectilínea con un rumbo N67°W. El eje mayor del afloramiento tiene una longitud aproximada de 3.7 km y su eje menor 2.1 km; el tronco ocupa una superficie aproximada de 6.20 km². Hacia el NE se encuentra emplazado en la Formación La Caja y en la Formación Caracol, sin presentar aureola de metamorfismo, mientras en el SW se observa una pequeña área, en la cual se infiere un contacto con la Formación Zuloaga.

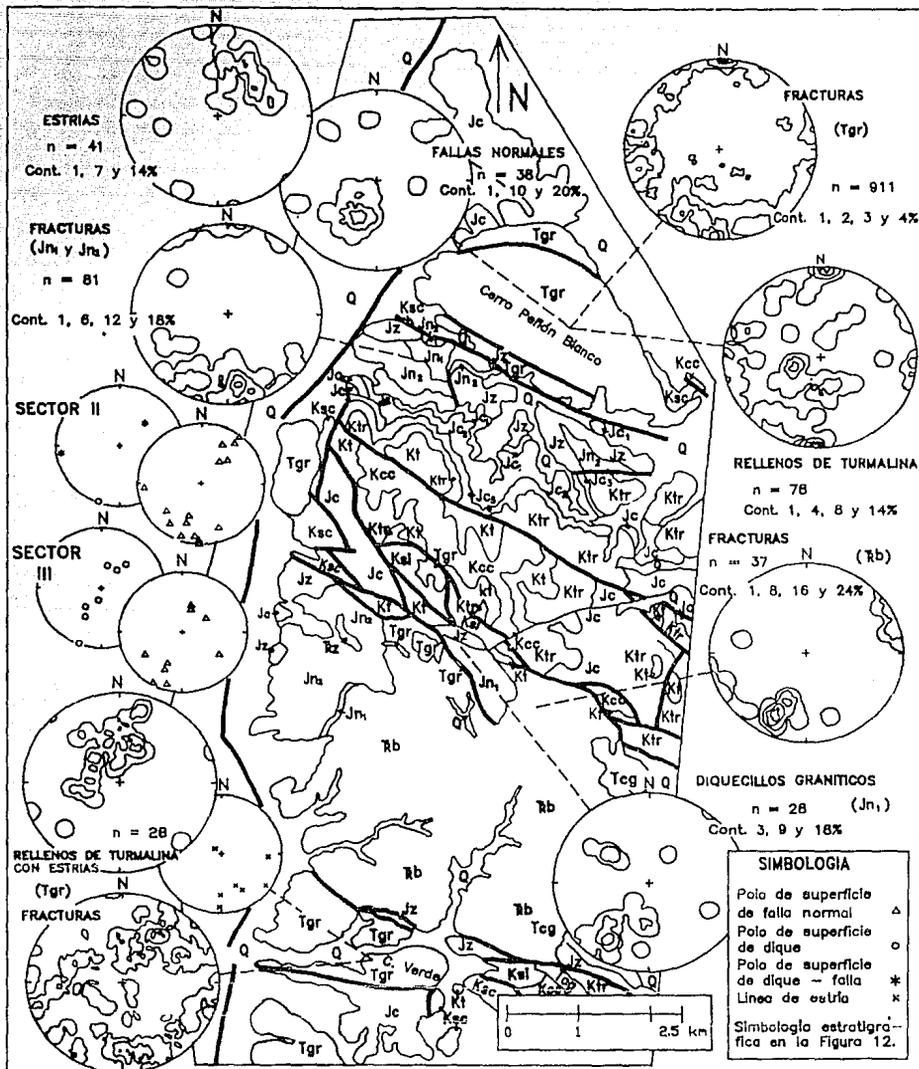


Figura 13. Diagramas polares de los rasgos estructurales cenozóicos de los sectores II y III. Red de Schmidt, hemisf. inf.

Como se observa en la Figura 13, el tronco presenta un patrón de fracturamiento complejo, cuya proyección polar en la Red de Schmidt, ($n = 911$) define una superficie preferencial con un rumbo $N87^{\circ}W$ inclinada 86° hacia el NE. Algunas discontinuidades del granito se encuentran rellenas por turmalina; el análisis en la Red de Schmidt, de 78 superficies con tal característica, define dos superficies preferenciales: Una con rumbo $S86^{\circ}E$, inclinada 89° hacia el SW (casi igual que la superficie preferencial del fracturamiento) y otra superficie inclinada 22° hacia el $N66^{\circ}E$. Este cuerpo granítico presenta dos fallas normales que tienen una expresión morfológica muy clara; la zona de la falla septentrional puede corresponder con un pequeño graben definido por un surco convexo hacia el sur, labrado en rocas trituradas, con bloque de techo hacia el SW, en tanto la falla meridional, de rumbo general $S60^{\circ}E$, se expresa como un escarpe. Además, el tronco se caracteriza por la presencia de superficies de falla con desarrollo de estrías, así se reconocieron 38 superficies de falla con una superficie preferencial de rumbo $N66^{\circ}W$, inclinada 35° al NE. Las estrías ($n = 42$) por lo general se inclinan hacia el NE; la inclinación más común es de 46° hacia el $N57^{\circ}E$; también se observa otra familia de estrías inclinada 35° hacia el $N24^{\circ}E$.

En el sector II, los dos miembros de la Formación Nazas presentan fracturas cuyos polos ($n = 81$) tienen una concentración que expresa una superficie preferencial $S83^{\circ}W$ inclinada 68° hacia el NW (Figura 13).

El sector está dislocado por dos sistemas de fallas normales: Un sistema de fallas conjugadas con rumbo general NW y con inclinaciones desde 39° hasta 90° y otro menos desarrollado con superficies subverticales y con rumbos N-NW. Ambos sistemas alojan diques graníticos, como se puede ver en la Figura 13. La presencia

de un cuerpo intrusivo alineado con un rumbo N15°E, al norte del Arroyo Comanja, es otra particularidad del Sector (II). El contorno del afloramiento del intrusivo define burdamente una elipse cuyo eje mayor, de aproximadamente 1.3 km, está orientado conforme a un rumbo N15°E, mientras su eje menor mide aproximadamente 550 m. El intrusivo tiene una superficie de 0.76 km²; se encuentra emplazado en la Formación Caracol y constituye el límite occidental de la sierra. Este intrusivo, aunado a otros diques con rumbo N10°W, revisten una especial importancia en la cronología de la deformación cenozoica.

El límite entre los sectores II y III está caracterizado por un sistema de fallas conjugadas. En una de estas fallas se observa un cuerpo intrusivo con una traza irregular (Cerro La Leona); cuyo afloramiento ocupa una superficie aproximada de 0.135 km². En un afluente del Arroyo La Haciendita, al oriente del Cerro El Potrero, observé un cuerpo intrusivo tabular alojado en el contacto por falla normal, entre la Formación La Ballena y la Formación Tamaulipas. Este dique presenta el desarrollo de "kink bands" y pliegues "kink" con planos axiales con rumbo N60°W inclinados 50° al NE y con líneas de charnela inclinadas 20° al N57°W. Por otra parte, en las calizas de la Formación Tamaulipas - del bloque de techo - se observa el granito sin deformación, emplazado en un sistema paleokárstico.

Cerca del límite, pero ya en el Sector III, se observan tres intrusivos tabulares: Uno de ellos está expuesto en la ladera norte del Cerro El Potrero, con un rumbo N77°W y con una inclinación de 16° al NE. Aflora en una área de forma burdamente trapezoidal con una superficie de 0.14 km². El dique está emplazado en la Formación La Ballena y tiene un ancho aproximado de 60 m. En la ladera occidental del Cerro El Potrero, se encuentra otro dique de

aproximadamente 450 m de largo por 40 de ancho con un rumbo NW 62° y con una inclinación de 45° al NE; también emplazado en la Formación La Ballena.

En las cercanías del límite con el Bloque La Peña, observé un sistema de diquecillos graníticos de menos de 1 cm de espesor ($n = 28$) en el Miembro volcánico de la Formación Nazas; dicho sistema define un polo de máxima concentración conforme a una superficie con rumbo N56°W, inclinada 61° al NE. En el área de afloramiento de la Formación La Ballena se observa deformación penetrativa de acuerdo a un fracturamiento con rumbo subparalelo a las discontinuidades mayores, con un polo de máxima concentración ($n = 37$) que representa una superficie con rumbo N67°W inclinado 68° al NE.

La distribución de la Ignimbrita Villa Hidalgo y la acentuada erosión que manifiesta el Sector La Ballena, sugieren que las rocas ignimbriticas nunca cubrieron al sector, lo cual se pudo deber a que en el tiempo de la actividad volcánica, el sector correspondía a un elemento orográfico de mayor relieve que los sectores adyacentes.

RASGOS ESTRUCTURALES DEL SECTOR (IV) VILLA HIDALGO

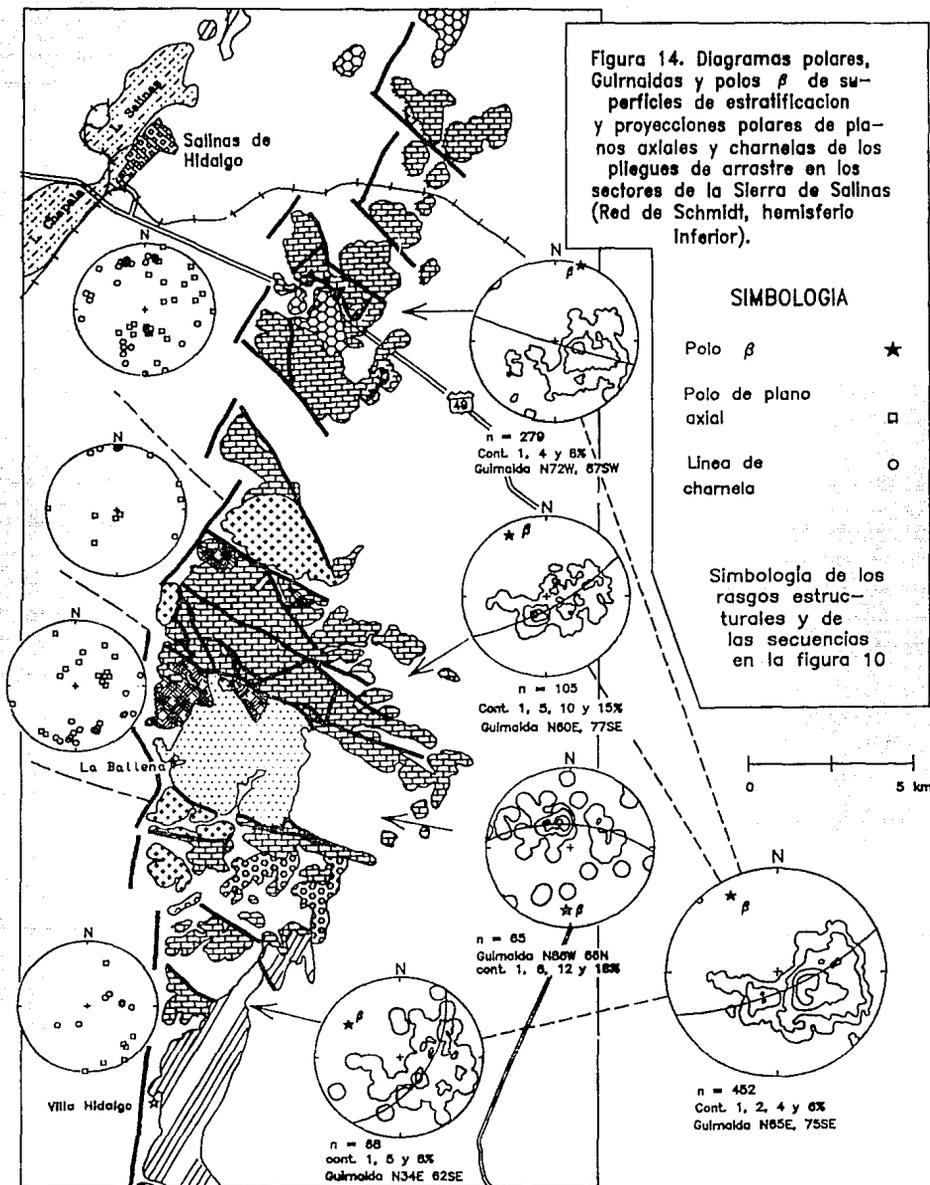
Entre los sectores estructurales (III) La Ballena y (IV) Villa Hidalgo se encuentra emplazado un tronco granítico (Cerro Verde). Este es el único intrusivo disecado profundamente por una corriente fluvial, de tal forma sus afloramientos están separados por una cinta de depósitos aluviales. Sus áreas de afloramiento definen una figura trapezoidal más alta que ancha, alargada conforme a un rumbo N68°W, con base mayor (1.25 km) al oeste, base menor de 900 m y una

altura de 2.63 km. La superficie total es de aproximadamente 2.84 km² (Figura 13). El patrón de fracturamiento del intrusivo (n = 158) define dos superficies preferenciales subparalelas a sus contactos, una inclinada 56° hacia el S31°W y otra inclinada 66° hacia el N03°W. Este tronco presenta fracturas rellenas con turmalina, algunas con estrías. Las superficies con dicho relleno (n = 28) se agrupan conforme a una superficie preferencial con rumbo S65°E, inclinada 35° hacia el SW, mientras las estrías se presentan inclinadas hacia el SE, (Figura 13).

El Sector Villa Hidalgo constituye la terminación meridional de la Sierra y está conformado por afloramientos discontinuos de la secuencia jurásica-cretácica, cubiertos por una loza ignimbrítica que los unifica. La geometría de los afloramientos mesozoicos permite proponer cuando menos dos fallas con rumbo NW, las cuales no dislocan a las ignimbritas. En su extremo septentrional, el paquete ignimbrítico está inclinado 3° hacia el sur; en tanto que, en el meridional, prácticamente tiene una disposición horizontal. La distribución de polos de estratificación, graficados en la Red de Schmidt, define una guirnalda S34°W inclinada 62° al SE (Figura 14), en tanto los pliegues menores presentan planos axiales con rumbos NW y NE, con charnelas inclinadas más de 45° hacia el SW y hacia el NE. En la porción occidental del sector se encuentra un intrusivo hipabisal aislado sin que se observe su relación de intrusión; este tronco ocupa una superficie de 1.24 km².

Como se observa en la Figura 14, los diagramas polares de superficies de estratificación, correspondientes a la secuencia marina del Jurásico Tardío - Cretácico expuesta en los sectores I, II y IV, definen guirnaldas de concentración de polos discretamente diferentes para cada sector: S72°E, inclinada 87° al SW para el sector I (n = 279); S60°W, inclinada 77° al SE para el sector II

Figura 14. Diagramas polares, Guirnaidos y polos β de superficies de estratificación y proyecciones polares de planos axiales y charnelas de los pliegues de arrastre en los sectores de la Sierra de Salinas (Red de Schmidt, hemisferio Inferior).



(n = 105) y S43°W, inclinada 62° hacia el SE para el sector IV; la suma de todos los datos de estratificación de estos tres sectores (n = 452) se agrupan conforme a una guirnalda de distribución SW62°W, inclinada 74° al SE; claramente diferente a la correspondiente a las superficies de estratificación del sector III: N86°W, inclinada 66° hacia el NE. Por otra parte, los planos axiales de los pliegues menores del sector III, incluyen un grupo pequeño - con rumbo NE, inclinado hacia el SE - no observado en los otros tres sectores estructurales (Figura 14).

INTERPRETACION ESTRUCTURAL DE LA SIERRA DE SALINAS

Los rasgos estructurales descritos, muestran los efectos de una historia tectónica compleja durante la cual han actuado varias fases de deformación. En términos generales, se reconocen cuando menos cuatro fases, dos compresivas y dos distensivas. Estrictamente, la dislocación por extensión se puede explicar con base en tres fases distensivas, aunque es posible conjuntar las dos primeras en una sola desarrollada en un marco tectónico peculiar.

La primera fase compresiva se manifiesta en los pliegues y cabalgaduras con rumbo NE, vergentes al NW y la foliación de la Formación La Ballena. Esta fase ocurrió antes de la acumulación del miembro conglomerático de la Formación Nazas, ya que éste no presenta ningún rasgo estructural que se pudiera asociar a un acortamiento en sentido SE - NW. El miembro volcánico presenta un crucero y una lineación por crenulación que se pueden interpretar como rasgos estructurales pre-miembro conglomerático, aunque es probable que estos últimos rasgos correspondan a una deformación por cizalla del Cenozoico. Si lo último es cierto, entonces la

deformación que presenta la Formación La Ballena sería anterior a la acumulación de toda la Formación Nazas.

La segunda fase compresiva se reconoce en las cabalgaduras y en las fallas inversas con vergencia general hacia el NE; a esta fase están asociados los pliegues menores de la secuencia del Jurásico Tardío - Cretácico. Durante esta fase compresiva, el contacto entre las formaciones Nazas y Zuloaga funcionó como una superficie de deslizamiento, tal como se infiere del desarrollo de mármoles cataclásticos en los estratos calcáreos de la Formación Zuloaga y de las estructuras menores desarrolladas; tanto en las bandas de pedernal de las calizas de la Formación Zuloaga; como en sus estratos arenosos basales. No tengo elementos para cuantificar el transporte tectónico asociado a este probable *decollement*. En general, los pliegues menores presentan vergencias; tanto al NE, como al SE, tal vez como respuesta a dos etapas de deformación no coaxiales que afectaron a toda la secuencia mesozoica; ésta deformación acaeció a fines del Cretácico Tardío e inicios del Terciario Temprano, después de la acumulación de la Formación Caracol y antes del magmatismo expresado por los cuerpos intrusivos graníticos y por la Ignimbrita Villa Hidalgo.

La primera fase distensiva está expresada por un sistema de fallas con rumbos N-NE y N-NW, mismas que terminan contra un segundo sistema mejor desarrollado con rumbo general NW. La primera fase obedeció a un campo de esfuerzos con distensión relativa en sentido Oeste-Este y ocurrió, al igual que la segunda, antes del magmatismo expresado por los troncos y diques graníticos, de tal forma, que algunos diques y troncos están emplazados en las fallas de las dos fases.

La segunda fase distensiva es la responsable de la configuración de la Sierra en bloques conforme a las fallas mayores con

rumbos NW54-70°W; el fracturamiento subparalelo que presentan las formaciones La Ballena y Nazas corresponde a esta fase (Figura 13). Los sectores estructurales están dislocados por fallas normales lítricas menores; como es el caso del Sector Cerro La Peña. La dislocación lítrica ocurrió conforme a una extensión en sentido S-SW - N-NE y provocó la rotación de bloques, como se manifiesta en las diferentes guirnaldas de distribución de los polos de superficies de estratificación mostradas en las Figuras 11 y 14. Este efecto rotacional fué modificado después por la tercera fase distensiva.

La conformación actual de la sierra con su límite occidental rectilíneo y escarpado, y el desarrollo de abanicos aluviales coalescentes en dicho flanco occidental, son elementos que permiten postular una falla regional con orientación N-NE, la cual disloca al conjunto de los sectores estructurales. Esta falla corresponde a la tercera fase de deformación, en este caso con extensión en sentido W-NW - E-SE. El comportamiento mecánico del bloque de piso no fué uniforme: Ante tal situación, las fallas N54-74°W se reactivaron con movimiento de tijera. Así, los sectores estructurales rotaron en sentido horario, conforme a un eje burdamente paralelo a la sierra y los cuerpos intrusivos fueron dislocados dada su rigidez. La reactivación se manifiesta en la particular geometría de la sierra, con diferentes anchuras en los sectores estructurales.

La coincidencia en los lugares geométricos de los intrusivos y de las fallas es evidente, como se observa en la Figura 13, de lo cual se interpreta que el magma se emplazó aprovechando las discontinuidades preexistentes. Por otra parte, algunos rasgos estructurales de los cuerpos intrusivos sugieren la sincronía entre la dislocación conforme a las fallas de rumbo NW y su emplazamiento: En los intrusivos Cerro Peñón Blanco y Cerro Verde, se observan

superficies de deslizamiento, entre las que destacan dos familias inclinadas 35° , una en El Peñón Blanco, hacia el $N24^\circ E$ y otra en el Cerro Verde, inclinada hacia el $S28^\circ W$. Estas fallas ocurrieron en las fases tardías del magmatismo, como lo indican los rellenos de turmalina que presentan en el Cerro Verde y la correspondencia entre los planos preferenciales de los rellenos y de las fallas en el Peñón Blanco. Las estrías observadas en tales superficies de falla son consistentes con movimientos en dirección de la línea de máxima pendiente y laterales. Con lo anterior se propone la sincronía entre el magmatismo y el marco distensivo en sentido S-SW - N-NE. Si la distensión ocurrió en un marco de un combamiento cortical, es probable que la dislocación haya ocurrido simultáneamente conforme a los sistemas de fallas con rumbos N-NE y NW.

Algunas fallas y diques tienen rumbos subparalelos a las vetas que indican un campo extensional W-SW - E-NE para México hace aproximadamente 30 Ma (Tabla I de Henry y Aranda (1992)). Sin embargo, en el área la dislocación ocurrió antes de, o hace 48 Ma (Eoceno) de acuerdo al fechamiento de Mugica y Albarrán (1983), para el granito del Cerro Peñón Blanco; cuyo emplazamiento es sincrónico o posterior a la dislocación por fallas normales.

LA DEFORMACION PRE-JURASICO TARDIO EN LA MESA CENTRAL

Como ya se estableció en la descripción de las estructuras del Sector estructural III (La Ballena), la Formación La Ballena presenta el desarrollo de foliación, plegamiento y cabalgaduras con vergencia general hacia el NW. La distribución de tales rasgos estructurales en diagramas polares de Schmidt, es similar a la correspondiente a los datos reportados por McGehee (1976) y Ranson y colaboradores, (1982) para el área de Zacatecas, Zac., sobre todo

a los de McGehee (Ver figura 15). En la Sierra de Catorce, Barboza-Gudiño (1992) reporta foliaciones subparalelas entre si, para su propuesta Formación Zacatecas y para la secuencia Huizachal - La Joya; todos ellas con un rumbo general SE - NW, como también se observa en la Figura 15. Estas estructuras de Barboza-Gudiño (*op. cit.*) son consistentes con las ideas de Cserna de, (1971) quien propone una vergencia hacia el NE para su cabalgadura Zacatecas - Guanajuato del Jurásico Temprano; sin embargo, considero que la deformación en ese tiempo tuvo acortamiento conforme a un rumbo NW, como se documenta en el área.

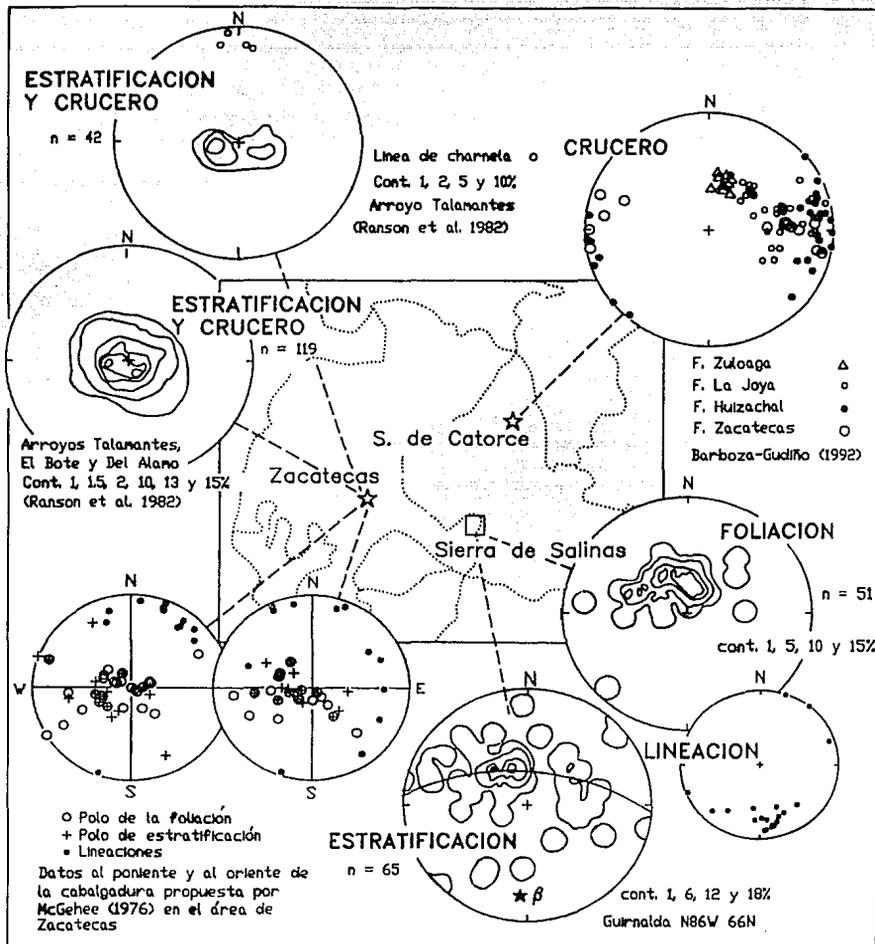


Figura 15. Comparación de los rasgos estructurales de la secuencia triásica de la Sierra de Salinas con los correspondientes en Zacatecas, Zac. (McGehee, 1976 y Ranson et al., 1982) y en la Sierra de Catorce, S.L.P. (Barboza-Gudiño, 1992).

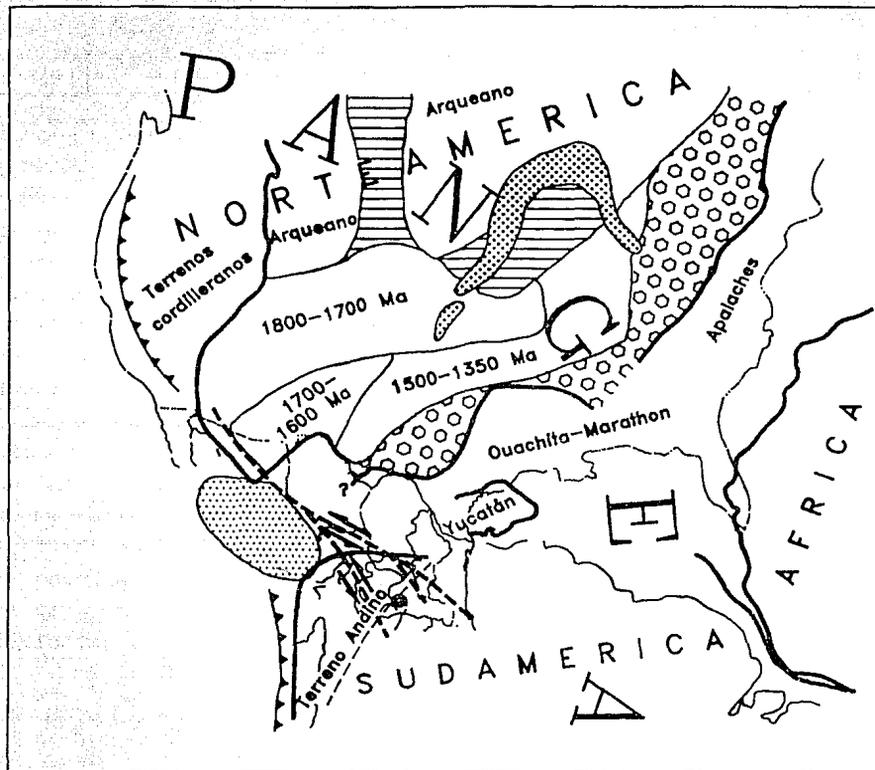
EVOLUCION PALEOAMBIENTAL Y TECTONICA

Las características estratigráficas y las relaciones espaciales de las unidades reconocidas en el área permiten bosquejar la siguiente evolución paleogeográfica:

EVOLUCION MESOZOICA

Durante el Triásico Tardío ocurrió la acumulación de un abanico submarino en la periferia de una área cratónica, en una margen continental de no colisión, desarrollada al poniente del supercontinente Pangea, como se bosqueja en la Figura 16. La geometría, dimensiones y orientación del abanico resultan inciertas; en el área están expuestas las facies de abanico medio y externo. Los clásticos tal vez procedieron de la denudación de la franja Grenvilliana. La secuencia acumulada en dicho abanico fué incorporada al cratón durante una fase de deformación en el Jurásico Temprano-Medio. Si las rocas verdes de Zacatecas son derrames con estructura almohadillada de edad Triásica, pueden representar escamas de la corteza oceánica sobre la cual se acumularon las facies más distales del abanico.

El acortamiento que presenta la secuencia triásica en sentido SE - NW, se puede explicar con base en una fase de transpresión asociada probablemente a un corrimiento lateral similar a la "Megashear Mojave - Sonora" de Silver y Anderson (1974); sin embargo, aunque la vergencia al NW que se observa es inconsistente con el sentido izquierdo de la "megashear", la secuencia ya deformada o en proceso de deformación fué transportada de acuerdo



SIMBOLOGIA

 Provincias con edades entre 2000 y 1800 Ma.

 Provincia Grenville (1300-1000 Ma)

 "Rift" desarrollado hace 1100 Ma

 Ubicación tentativa del Abanico Submarino del Triásico Tardío

 Probable traza y ramificaciones de la "Megacizalladura" Mojave-Sonora

 Area de estudio

Figura 16. Reconstrucción paleogeográfica tentativa para el Triásico Tardío, elaborada con base en Pindell (1985) y Sedlock et al. (1993).

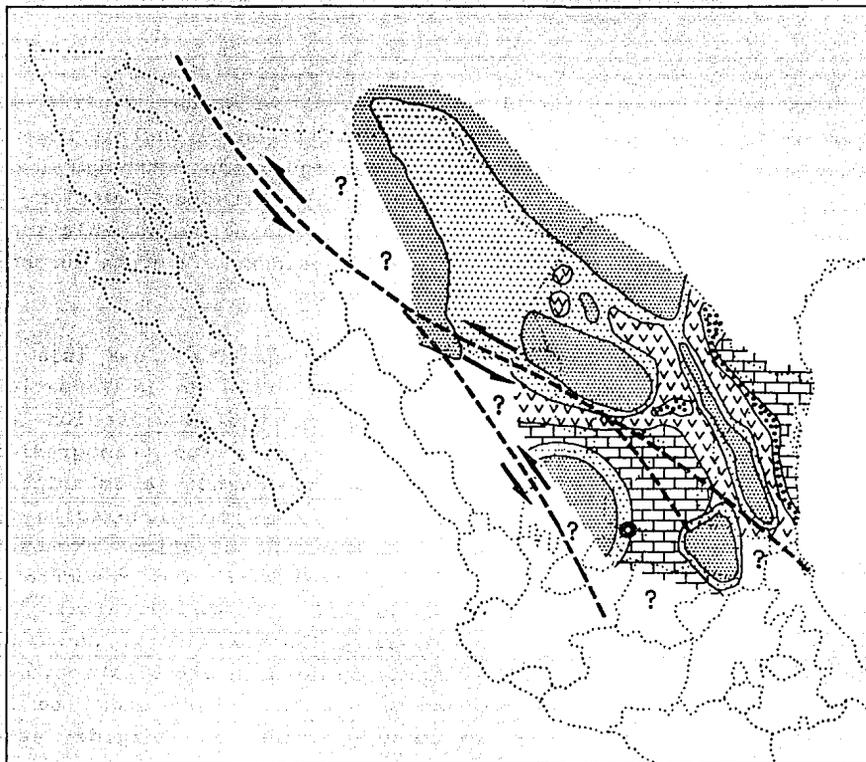
a dicho lineamiento estructural, desde una posición septentrional como se sugiere en la Figura 16. De acuerdo a Anderson y colaboradores (1991), el desplazamiento lateral de la "megashear" sucedió en el Jurásico Tardío (Oxfordiano?), mientras para Sedlock y colaboradores (1993), la estructura ha tenido dos etapas principales de movimiento, una en el Paleozoico y otra en el Jurásico Tardío. Considero posible que el transporte tectónico haya ocurrido en forma intermitente entre el Paleozoico y el Jurásico Tardío y que en marco de la cizalla se haya acumulado la secuencia triásica marina y que conforme ocurrió el transporte tectónico de bloques, se instauró una margen convergente en el occidente, la cual generó un arco volcánico representado por el miembro volcánico de la Formación Nazas; unidad que presenta metamorfismo dinámico (López-Infanzón, 1986; Anderson y colaboradores, 1991) hecho que atestigua la persistencia de los esfuerzos transtensivos; es probable que los intrusivos penecontemporáneos (Mencionados en la discusión de la edad de la Formación Nazas) se hayan emplazado en este marco de cizalla continental; en el cual, los niveles estructurales más profundos fueron afectados por cataclasis (López-Infanzón, *op. cit.*)

El transporte tectónico de la secuencia triásica, se desarrolló en el borde occidental de Pangea; mientras que ocurría el proceso de "rifting" que separaría a Norteamérica de Sudamérica y África. De acuerdo a Hay y colaboradores, (1982) la sedimentación marina en el "rift" del Proto-Atlántico se instauró en el oriente durante el Cárnico; de tal forma, que la comunicación entre las aguas tethysianas y pacíficas ocurrió, en el poniente, hasta el Jurásico Tardío. Como consecuencia de la reorganización de las placas tectónicas, se inició el desarrollo del arco volcánico del Jurásico Tardío - Cretácico Temprano.

Conforme se acentuó la divergencia atlántica, ocurrió la apertura del Golfo de México, proceso "rift" en el cual la región nororiental de México adquirió una configuración estructural de bloques continentales con relieves contrastados (Buffler y colaboradores, 1980; Pindell, 1985). Los bloques fueron paulatinamente transgredidos, en el marco de una subsidencia vigente durante el lapso Jurásico Tardío - Cretácico Tardío.

En el Jurásico Tardío la región correspondía a una isla de poco relieve que aportó los terrígenos basales de la Formación Zuloaga; En dicha área positiva estuvieron sujetas a erosión las rocas del Triásico-Jurásico Medio(?). La isla fué transgredida paulatinamente en el Kimmeridgiano temprano cuando se estableció una plataforma de tipo rampa con condiciones de circulación de aguas restringida, con aporte intermitente de clásticos arenosos (Figura 17). La transgresión ocurrió tardiamente con respecto a otras áreas, en donde la secuencia calcárea de plataforma se acumuló desde el Oxfordiano (Padilla y Sánchez, 1982). Hacia el Tithoniano, la sedimentación presenta influencia piroclástica, sin que se descarte que los sedimentos arcillosos provengan de la denudación de alguna área que aún se encontraba emergida, este aporte arcilloso inhibió el desarrollo de la plataforma calcárea. Más tarde, el aporte de abundante sílice por el vulcanismo submarino contemporáneo (Formación Chilitos(?)), propició la acumulación de pedernales, también en condiciones de poca profundidad. La actividad volcánica submarina durante el Jurásico Tardío se ha reconocido indirectamente en el área del Golfo de México (Buffler y colaboradores, 1980; Winker y Buffler, 1988).

Junto con la acumulación de los pedernales se desarrollaron nódulos fosfatados; los cuales aumentaron su proporción en los sedimentos, durante un lapso en el cual, las condiciones de formación fueron propicias. La continua subsidencia frenó la



SIMBOLOGIA

- | | | | |
|---|------------------------------------|---|--|
|  | Areas continentales |  | Calizas (Fms. Zuloaga y Novillo) |
|  | Terrigenos (Fm. La Gloria) |  | Calizas oolíticas (Fms. Zuloaga y Novillo) |
|  | Calizas y evaporitas (Fm. Novillo) |  | Probables traza y ramificaciones de la "Megacizalladura" Mojave-Sonora |
| | |  | Area de estudio |

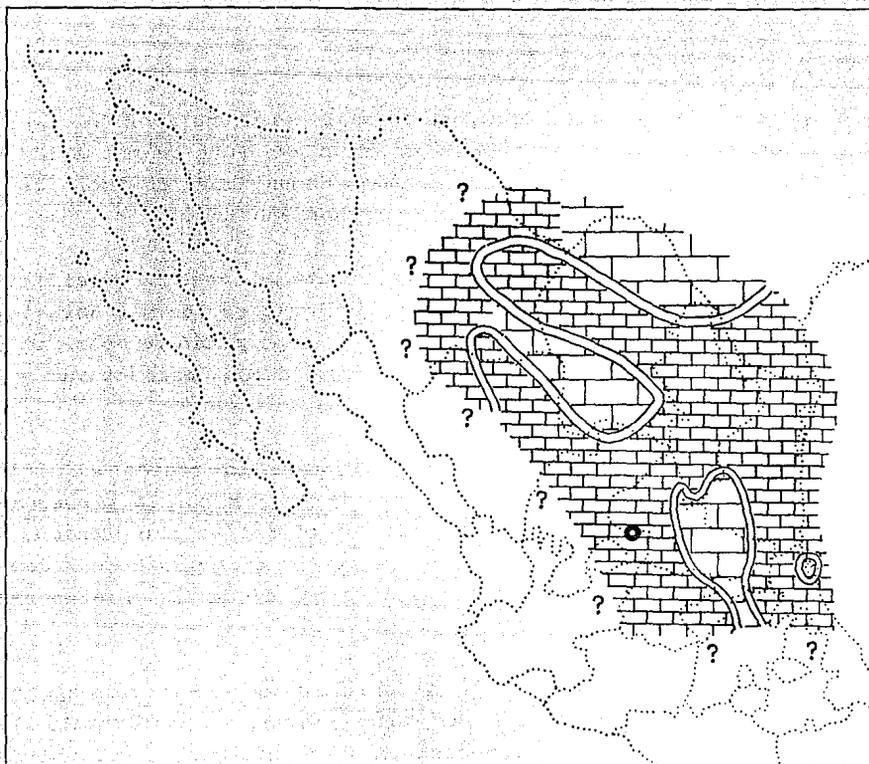
Figura 17. Reconstrucción paleogeográfica regional no palinospástica para el Oxfordiano-Kimmeridgiense temprano, elaborada con base en Padilla-Sánchez (1986) y Sedlock y colaboradores (1993)

precipitación de los fosfatos; con lo cual, se acumularon únicamente carbonatos y limolitas calcáreas en un ambiente de mar abierto atestiguado por la presencia de grandes comunidades de amonoides en los estratos correspondientes al Tithoniano tardío.

Hacia el Cretácico Temprano, después de que cesó la precipitación fosfática, ocurrió una sedimentación calcárea de mar abierto. Cuando el fondo tuvo condiciones reductoras, propició la precipitación de pirita en forma de concreciones y nódulos; estructuras que ahora se observan hematizadas.

Durante el Albiano-Cenomaniano temprano la región adquirió condiciones de talud continental, caracterizadas por la presencia de turbiditas calcáreas con abundantes microfósiles planctónicos y de algunos flujos de escombros con fragmentos biógenos de ostrácos y moluscos que fueron transportados desde la Plataforma Valles-San Luis (Figura 18).

Para el Cenomaniano tardío - Turoniano temprano ocurrió aporte de piroclásticos procedentes del arco volcánico occidental, lo cual, está registrado en los horizontes bentoníticos acumulados en un ambiente marino de aguas profundas, parcialmente reductor que permitió la acumulación de horizontes de pirita; misma que, al oxidarse formó yeso secundario. Hacia el Turoniano tardío, el aporte masivo de clásticos procedentes de los terrenos occidentales, donde se inició la denudación del arco volcánico, propició primero la intercalación de turbiditas clásticas y calcáreas. Posteriormente, el súbito incremento en el aporte de clásticos principalmente andesíticos, terminó con la sedimentación calcárea que había prevalecido hasta entonces, en el marco de una persistente subsidencia, desde el Jurásico Tardío, y generó numerosas corrientes de turbiedad; el enorme volumen de terrígenos colmataron la cuenca en una regresión provocada por el levantamiento y/o



SIMBOLOGIA



Arrecifes
(Aurora, El Abra, Paila y Viesca)



Calizas
Fms. Cuesta del Cura, Glenn Rose,
Tamaulipas y Gpo. Washita.



Carbonatos y evaporitas
(Fms. Acatita, El Abra y McKnight)



Area de estudio

Figura 18. Reconstrucción paleogeográfica regional no palinspástica para el Albiano-Cenomaniano, elaborada con base en González (1976) y Carrillo-Bravo (1982).

aproximación -en un modelo de aloctonía- de los terrenos occidentales de arco volcánico. La región fué deformada por acortamiento en sentido general noreste, hacia finales del Cretácico e inicios del Terciario. Durante esta fase de deformación; ocurrió un *decollement* al nivel de los estratos basales de la Formación Zuloaga.

EVOLUCION CENOZOICA

El registro histórico cenozoico de la Sierra de Salinas se remonta a una etapa de dislocación anterior al Eoceno, en sentido general Oeste - Este que generó fallas con rumbos N-NE y N-NW; la cual fué seguida por otra fase distensiva con extensión de acuerdo a un rumbo N-NE. Esta fase ocurrió probablemente en el marco de un arqueamiento continental, durante el Eoceno, y dislocó a la región como pilares y cuencas con rumbo W-NW, definiendo un *horst* principal que corresponde con el Sector Estructural La Ballena y tres grandes bloques inclinados: Sectores Cerro La Peña, Cerro Prieto hacia el NE y Sector Villa Hidalgo hacia el SW. Probablemente en forma simultánea a la dislocación se emplazaron troncos hipabisales y diques graníticos en las discontinuidades, las diferencias texturales entre los troncos de los cerros Peñón Blanco y Verde por un lado con el tronco de Cerro Prieto se debe a su diferente nivel de erosión más acentuado en la porción central de la Sierra cuya relieve estructural asemeja una culminación dislocada longitudinalmente, con un eje con orientación Este - Oeste; tal como se aprecia en la sección A - A' - A". Los intrusivos tal vez generaron la mineralización del área Minera de Benito Juárez; donde algunas estructuras presentan rumbos subparalelas al primer sistema de fallas, como son las vetas de las minas La Guadalupe y Porvenir II (Labarthe y colaboradores, 1982a).

Posteriormente, en un tiempo que puede corresponder al Oligoceno, ocurrió actividad volcánica manifestada por flujos ignimbríticos. De acuerdo a Ruiz y colaboradores, (1988), las ignimbritas se generaron a partir de la fusión parcial de la base de la corteza, en virtud de la similitud que encuentran entre las composiciones isotópicas Nd-Sr de xenolitos de la base de la corteza con las composiciones de las ignimbritas de la Sierra Madre Occidental.

La erosión denudó el área hasta invertir el relieve del "horst" La Ballena, depresión en la cual se acumuló una secuencia conglomerática petromíctica, cuya distribución original no se conoce.

Después las fallas se reactivaron, bajo un campo de esfuerzos con extensión relativa en sentido S-SE - N-NW; el sistema I como fallas normales con bloque de techo en el occidente y el sistema II con movimiento de tijera; así los cuatro sectores de la sierra modificaron su posición, con rotaciones diferenciales hacia el Este; con un comportamiento similar a las teclas de un piano. Esta reactivación propició actividad magmática basáltica, expresada por derrames y productos piroclásticos.

CONCLUSIONES

ESTRATIGRAFICAS

- La secuencia pre-Jurásico Tardío expuesta en la Sierra de Salinas (Peñón Blanco) consiste en dos unidades litoestratigráficas claramente diferentes: La Formación La Ballena marina y de carácter turbidítico con edad Triásico Tardío (Cárnico) y la Formación Nazas, unidad continental, constituida por dos miembros, el basal volcánico y el cimero clástico. La edad de la Formación Nazas es incierta; sin embargo, está comprendida entre el Jurásico Temprano y el Oxfordiano, dichas unidades están separadas por una discordancia expresada tanto en las relaciones geométricas entre las unidades como en la presencia de clásticos de la Formación La Ballena dentro del miembro clástico de la Formación Nazas.

SEDIMENTOLOGICAS

- Las características sedimentológicas de la Formación La Ballena sugieren que ésta se acumuló en un abanico submarino. La forma y la extensión del abanico no se pueden reconstruir con base en el análisis realizado; no obstante que se reconocieron las facies correspondientes tanto del abanico medio como del externo de acuerdo al modelo de Mutti y Ricci Lucchi (1972).

- La procedencia de los clásticos que componen a las turbiditas de la Formación La Ballena es claramente cratónica de acuerdo a los criterios de Dickinson (1985). La Formación La Ballena atestigua una prolongada denudación de una área cratónica y la existencia de un sistema fluvial que probablemente edificó un

delta; el cual, alimentó a un extenso abanico submarino en la margen occidental de Pangea.

- El Miembro Clástico de la Formación Nazas se acumuló en ambientes fluvial y lacustre con vulcanismo piroclástico sincrónico; el ambiente fluvial se caracterizó por el desarrollo de meandros. Este miembro atestigua la temprana denudación del Miembro Volcánico de la misma Formación Nazas.

- La Formación La Caja presenta en su unidad basal un desarrollo arenoso no identificado anteriormente.

- En la Formación La Caja se reconoció un miembro de pedernales acumulado en aguas someras.

PETROLOGICAS

- En el área no se observó la secuencia de rocas verdes que se ha reportado en la secuencia marina triásica descrita como Formación Zacatecas por Labarthe y colaboradores (1982a).

- Para el Cenozoico, se reconoció un conjunto de troncos y diques de granitos peraluminicos de muscovita, que tienen como característica en común la presencia de cuarzos euhedrales con formas cristalinas correspondientes al tipo beta.

ESTRUCTURALES

- La Formación La Ballena ha sido sometida cuando menos a dos fases tectónicas de deformación compresiva, las cuales se manifiestan por el desarrollo de foliación, el plegamiento de la foliación, presencia de dos lineaciones en la foliación y de dos

sistemas de pliegues de arrastre no coaxiales en el mismo estrato y desarrollo de dos cruceros. Además, la unidad registra deformación penetrativa conforme a un régimen extensional.

- Las rocas que conforman a la Formación Nazas Únicamente registran una fase de deformación compresiva, al igual que el resto de la secuencia mesozoica.

- La Sierra de Salinas (Peñón Blanco) está conformada por cuatro sectores estructurales separados por diques-fallas con rumbos N54- 70°W, cuyos saltos de falla son mayores a los 500 m. Además se reconocieron otras fallas con rumbos N10°E y N15°W, también resaltadas por el emplazamiento de cuerpos intrusivos, igualmente graníticos. Los sectores presentan otras fallas normales con rumbos similares al primer sistema, las cuales dislocan a las unidades mesozoicas conforme a bloques, pero no a las rocas ignimbríticas.

- El borde occidental de la sierra está definido por un escarpe de falla profundamente disecado. Este rasgo tiene una orientación de acuerdo al segundo sistema de fallas normales y trunca a la mesa ignimbrítica; el salto de esta falla es mayor a los 200 m.

- La cronología relativa entre los sistemas de fallas y de éstas con el emplazamiento de los cuerpos intrusivos es incierta; sin embargo se considera la siguiente hipótesis:

- 1) Antes del Eoceno (edad reportada para el Tronco de Peñón Blanco por Mugica y Albarrán, (1983)) ocurrieron dos etapas de fallamiento normal, primero con rumbo N-NW (Sistema I) y después en el marco de un arqueamiento cortical, ocurrió una dislocación conforme a un sistema de fallas normales lístricas

con rumbo W-NW (Sistema II), el cual definió sectores similares a "horts" y "grabens".

2) En el Eoceno se emplazaron troncos y diques graníticos en las fallas pre-existentes de los dos sistemas.

3) En el Oligoceno(?) ocurrió vulcanismo explosivo silícico que emitió nubes ardientes.

4) Posteriormente, probablemente en forma simultánea al vulcanismo básico; las fallas se reactivaron; el sistema II como fallas normales con bloque de techo en el occidente y el sistema I con movimiento de tijera; así los cuatro sectores de la sierra modificaron su posición con basculamientos diferenciales hacia el Oriente, con un comportamiento similar a las teclas de un piano.

5) Se observaron rasgos estructurales que sugieren la sincronía entre la dislocación y el magmatismo, tal vez en el marco de un combamiento cortical, es probable que la dislocación haya ocurrido simultáneamente conforme a las fallas con rumbos N-NE y NW.

CARTOGRAFICAS

- Se estableció la distribución de las formaciones La Ballena y Nazas; ésta última se subdividió cartográficamente en dos miembros.

- Se definió la verdadera distribución de la Formación La Caja; sus tres miembros fueron separados cartográficamente en la ladera septentrional del Cerro La Peña.

INVESTIGACIONES POR REALIZAR

- Investigar las características sedimentológicas y la procedencia de los clásticos del resto de las secuencias triásicas marinas para comprobar la existencia del abanico submarino que propongo y en su caso, definir su geometría.

- Estudiar las secuencias clásticas continentales triásicas para definir la dirección de las paleocorrientes y la posible afinidad entre sus clásticos y los propios de las formaciones La Ballena y Zacatecas.

- Cuantificar la magnitud de las rotaciones de los bloques, para corregir las direcciones obtenidas para las fases de deformación reconocidas.

- Estudiar los rasgos estructurales del intrusivo al norte del Arroyo Comanja, para definir su mecanismo de emplazamiento y la posible sincronía entre el emplazamiento y dislocación.

- Obtener fechamientos isotópicos y análisis químicos de elementos menores y traza, tanto de los cuerpos intrusivos como de las ignimbritas, para comprobar o descartar su carácter cogenético y para documentar su mecanismo de emplazamiento, mediante la definición del ambiente tectónico en que se emplazaron los intrusivos.

- Definir la procedencia de los intrusivos graníticos y de las ignimbritas con base en sus relaciones isotópicas Nd-Sr.

- Definir la paleolatitud de la Formación La Ballena para documentar el transporte tectónico propuesto.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- Aguayo, C., Bello, M. y Ruíz, V., 1985. "Estudio Estratigráfico Sedimentológico del Jurásico Superior en la Cuenca Mesozoica del centro de México". Subdirección de Tecnología de Exploración. Inst. Mex. del Petróleo. Proyecto C-1153. (Inédito). 38 p.
- Aguillón, A. 1983. "Cartografía geológica de las hojas: Espíritu Santo, Pinos, El Obraje y Ojuelos, estados de San Luis Potosí, Jalisco, Guanajuato y Zacatecas". Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geol. y Metalurgia. Folleto técnico n 93, 76 p.
- Alcaráz-Cienfuegos, S., Cervantes-Granados, M., Gutiérrez-Hoppe, A. y Leyva-López, F. 1989. "Estudio geológico a semi-detalle de las hojas Villa de Ramos, El Toro y Venado. Estado de San Luis Potosí". México, D.F., Univ. Nal. Autón. México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, (Inédita), 106 p.
- Alencaster, G. 1961a. "Paleontología del Triásico Superior de Sonora. Parte I. Estratigrafía del Triásico Superior de la parte central del Estado de Sonora.". Univ. Autón. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana n 11. 18 p, 4 lams, 2 figs.
- Alencaster, G. 1961b. "Paleontología del Triásico Superior de Sonora. Parte III. Fauna fósil de la Formación Santa Clara (Cárnico) del Estado de Sonora.". Univ. Autón. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana n 11. 48 p, 6 lams.
- Anderson, T. H. and Schmidt, V. A. 1983. "The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time". Geol. Soc. of America Bull., v 94, pp 941-966.
- Anderson, T., H., Mckee, J., W., and Jones, N., W., 1991. "A northwest trending, jurassic fold nappe, northernmost Zacatecas, México". Tectonics, v 10, n 2, pp 383-401.
- Aranda, J. y Labarthe, G. 1977. "Estudio Geológico de la Hoja Villa Hidalgo, S. L. P.". Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geol. Metalurgia. Folleto técnico n 53, 58 p.
- Aranda-Gómez, J. J., Aranda-Gómez, J. M. y Nieto-Samaniego., A. F. 1989. "Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de Guanajuato y la porción meridional de la Mesa Central, México". Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v 8, pp 33-46.

- Arellano-Gil, J. 1988. "Geología de la porción septentrional de la Sierra de Peñón Blanco, estados de San Luis Potosí y Zacatecas". México, D.F., Univ. Nal. Autón. México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, (Inédita) 115 p.
- Arkell, W. J., Kummel, B. y Wright, C. W. 1957. "Mesozoic Ammonoidea". In R. C. Moore, ed, "Treatise on Invertebrate Paleontology; part L, Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea". Geol. Soc. Amer. and Univ. of Kansas Press, pp 80-465.
- Barboza-Gudiño, J. R. 1992. "Geología de la Sierra de Catorce San Luis Potosí". Univ. Nal. Autón. México, Facultad de Ingeniería, Encuentro Hispano Mexicano sobre Geología y Minería. MEMORIAS. Tema 4, pp 87-95. Palacio de Minería, México, Noviembre 1992.
- Belt. B. C. 1925. "Stratigraphy of the Tampico District of Mexico". Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Bull. v 9 pp 136-142.
- Buffler, R., T., Watkins, J. S., Shaub, F. J. and Worzel, J. L. 1980. "Structure and early geologic history of the deep central Gulf of Mexico basin". In. Pilger, R. H. Ed. 1980. "The Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic Ocean". pp 3-17. Baton Rouge, La.
- Burckhardt, C. 1905. "A faune marina du Trias Superior de Zacatecas". Bol. Inst. Geol. Mex. n 21, pp 5-38.
- Burckhardt, C. y Scalia, S. 1906. "Geologie des environs de Zacatecas". Cong. Geol. Int. X. Guía de excursiones n 16, 26p.
- Burckhardt, C. 1930. "Etude synthétique sur le Mesozoique mexicain". Soc. Paléont. Suisse Mem. v 49 y 50, 272p.
- Campa, F. and Coney, P. 1983. "Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico". Can. Jour. Earth Sci. v 20, pp 1040-1051.
- Campa, M. F., Ramírez, J. y Bloome, C. 1982. "La secuencia volcánico-sedimentaria metamorfozada del Triásico (Ladiniano-Cárnico) de la región de Tumbiscatio, Michoacán. Soc. Geol. Mex. VI Convención Nacional. Resúmenes, p 48.
- Cantú-Chapa, C. M. 1969. "Una nueva localidad Triásico Superior en México". Revista Inst. Mex. Petróleo. 1(2) pp 71-72.

- Carranza-Castañeda, O. 1987. "Estratigrafía de los sedimentos continentales del Terciario Superior de San Miguel de Allende, Guanajuato": Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología,. Simposio sobre la geología de la región de la Sierra de Guanajuato, Guanajuato, Gto. Programa resúmenes y guía de la excursión, pp 23-25.
- Carrillo-Bravo, J. 1961. "Geología del Anticlinorio de Huizachal-Peregrina". Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v 13, n 1-2, pp 1-98.
- 1968. "Reconocimiento geológico preliminar de la porción central del Altiplano Mexicano". Petróleos Mexicanos. Inédito. Original no consultado citado en: Martínez, A. y Malpica, R. 1983. "Estudio Estratigráfico Sedimentológico de la Formación Zacatecas en la Cuenca del Centro de México". Subdirección de tecnología de exploración. Inst. Mex. Petróleo, Proyecto C-1134. (Inédito), 28 p.
- 1971. "La Plataforma Valles-San Luis Potosí". Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros n 23, pp 1-112.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P. and Patchett, J. P. 1991. "Geology, sandstone petrofacies and geochemistry of the Guerrero Terrane, western Mexico". Comunicaciones n 42. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. pp 39-43.
- Clarke, D. B. 1992. "Granitoid rocks." Series Topics in the Earth Sciences n 7. London, Chapman & Hall, 28 p.
- Comisión de Estudios del Territorio Nacional 1971a. "Carta Topográfica Salinas de Hidalgo (F-14-A-61)". Secretaría de la Presidencia. México. Primera edición.
- 1971b. "Carta Topográfica Espíritu Santo (F-14-A-62)". Secretaría de la Presidencia. México. Primera edición.
- 1971c. "Carta Topográfica Loreto (F-14-A-71)". Secretaría de la Presidencia. México. Primera edición.
- 1971d. "Carta Topográfica Pinos (F-14-A-72)". Secretaría de la Presidencia. México. Primera edición.
- 1971e. "Carta Geológica Salinas de Hidalgo (F14-A-61)". Secretaría de la Presidencia, México. Primera Edición.
- 1971f. "Carta Geológica Espíritu Santo (F-14-A-62)". Secretaría de la Presidencia. México. Primera Edición.

- Coney, P. 1983. "Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe". Revista del Inst. Mex. Petróleo, v 15, n 1, pp 6-15.
- Convención Geológica Nacional, 6a., 1982. "Excursión Geológica a la Cuenca Mesozoica del Centro de México". Libreto - guía. Soc. Geol. Mexicana. 15 p..
- Cook, P. J., 1976. "Repeated diagenetic calcitization, phosphatization and silicification in the Phosphoria Formation". Geol. Soc. America Bull. v 81. pp 2107-2116.
- Córdoba, D. 1965. "Resumen de la Geología de la Hoja Apizolaya, estados de Zacatecas y Durango". Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Carta Geológica de México. Serie de 1 100 000. Hoja Apizolaya 13-I(9).
- Cserna de, Z. 1971. "Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in northern Mexico". In "The geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt". West Texas. Geol. Soc. Midland. pp 99-117.
- 1976. "Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mex". Geol. Soc. America Bull. v 87, n 8, pp 1191-1199.
- Cuevas-Pérez, E. 1983. "Evolución geológica del Estado de Zacatecas, México (The geological evolution of the Mesozoic in the state of Zacatecas, Mexico)". Zbl. Geol. Palaont. Teil 1983(3/4): pp 190-201.
- Chávez-Aguirre, R. 1968. "Bosquejo geológico de la Sierra de Peñón Blanco, Zac". México, D.F., Univ. Nal. Autón. México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, (Inédita), 67p.
- Dávila-Alcocer, V., M., Martínez-Reyes, J. y Mitre-Salazar, L. M. 1989. "Las rocas precretácicas del Estado de Aguascalientes y su entorno stratigráfico". Univ. Autón. México, Inst. Geología. Tercer Simp. Geol. Reg. México, Memoria 1988. pp 20-23.
- Dickinson, W. R. 1985. "Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones". In Zuffa G. G. (Ed.) Provenance of Arenites". Dordrecht Holl, Reidel Publishing Company, pp 333-361.
- Dirección General de Geografía 1981a. "Carta Fisiográfica Guadalajara esc. 1:1 000 000". Secretaria de Programación y Presupuestos. Primera Edición.

- 1981b. "Carta de Climas Guadalajara esc. 1:1 000 000".
Secretaría de Programación y Presupuesto. Primera Edición.
- 1982. "Carta Geológica San Luis Potosí (E-14-4).
Esc. 1:250 000". Secretaría de Programación y Presupuesto.
Primera Edición.
- Eguiluz-De Antuñano, S. y Campa-Uranga, F. 1984(1982) "Problemas
tectónicos del sector San Pedro de Gallo, en los estados de
Chihuahua y Durango". Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros,
v 34, n 2. pp 5-42.
- Facultad de Ingeniería, UNAM. 1975. "Informe Geológico Final IGZNE
279 Prospecto Cedros". Petróleos Mexicanos. Superintendencia
de Operación Geológica. Zona Noreste. (Inédito) 145 p.
- Facultad de Ingeniería, UNAM. 1984. "Informe Geológico Final IGPR
239 Prospecto Progreso". Petróleos Mexicanos. Superintenden-
cia de Operación Geológica. Zona Centro. (Inédito), 146 p.
- Facultad de Ingeniería, UNAM. 1986. "Informe Geológico Final IGZN
679 Prospecto Salinas". Petróleos Mexicanos. Superintendencia
de Operación Geológica. Zona Norte. (Inédito), 222 p.
- Facultad de Ingeniería, UNAM, 1988. "Informe Geológico Final IGZN
696 Prospecto Ramos". Petróleos Mexicanos. Superintendencia
de Operación Geológica. Zona Norte, (Inédito), 207 p.
- Folk, R. and McBride, E. 1976. "The Caballos Novaculite revisited.
Part I: Origin of novaculite members. Journal of Sedimentary
Petrology. v 46. n 3, pp 659-669. In McBride, E. 1979 (Com)
"Silica in sediments: Nodular and bedded chert. Selected
papers reprinted from Journal of Sedimentary Petrology". Soc.
of Econ. Paleontol. and Mineral. Reprinted Series n 8.
- Gastil, G. 1985. "Terranes of Peninsular California and adjacent
Sonora". In: Howell, D. C. (Ed) "Tectonostratigraphic terranes
of the circum Pacific region. Circum Pacific Council for
Energy and Mineral Resources, Earth Science Series 1.
pp 273-283.
- González, R. 1976. "Bosquejo Geológico de la Zona Noreste". Bol.
Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v 28, nn 1 y 2, pp 2-49.
- Hay, W. W., Barron, E. J., Behensky, J. F. Jr. and Sloan, S. L. II.
1982. "Triassic - Liassic paleoclimatology and sedimentation
in Proto - Atlantic rifts". Paleogeogr. Paleoclimatol.,
Paleocol. v 40, pp 13-30.

- Henry, D. C., Price, J. and James, E. 1991. "Mid-cenozoic stress evolution and magmatism in the Southern Cordillera, Texas and Mexico. Transition from continental arc to intraplate extension". *Journal of Geophysical Research*. v 96, n 88, pp 13545 - 13560.
- Henry, D. C. and Aranda-Gómez, J. J. 1992. "The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, v 20, pp 701-704.
- Hermoso de la T., C. 1969. "Informe Geológico final IGZN 536. Reconocimiento Geológico de la parte media de la Cuenca mesozoica del Centro de México. Cuenca Salinas-Ramos. Hojas México K-6, K-7, L-6, L-7, L-8 y L-9". *Petróleos Mexicanos. Superintendencia General de Exploración Zona Norte*. (Inédito).
- Hernández-Bernal, M. del S. y Hernández-Trevino, J. T. 1991. "Evolución Geológica de la región de Metztlán-Zacualtipán, estados de Hidalgo y Veracruz". México, D.F., Univ. Nal. Autón. México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional. (Inédita), 93 p.
- Howell D. G. and Normark, W. R. 1982. "Sedimentology of Submarine Fans". In: Scholle, P. and Spearing, D. Eds. "Sandstone depositional environments". *Amer. Assoc. Petroleum Geologist, Memoir* 31.
- Humphrey, W. E. 1949. "Geology of the Sierra de los Muertos area Mexico". *Geol. Soc. America, Bull.* v 60, pp 80-176.
- Imlay, R.W. 1936. "Geology of the Western part of the Sierra de Parras, Coah. Mexico". *Geol. Soc. America, Bull.* v 47, pp 1091-1152.
- Imlay, R. W. 1937. "Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coah. Mexico". *Geol. Soc. America, Bull.* v 38, pp 587-630.
- Imlay, R. w. 1938. "Studies of the Mexican Geosyncline". *Geol. Soc. America, Bull.* v 49, pp 1657-1662.
- Jiménez, D., Porres, R. y Rivera, E., 1982. "Geología de la Región Charcas - Venado, S.L.P.". México, D.F., Univ. Nal. Autón. México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, (Inédita), 145 p, 9 l.
- Jeffreys, 1910. Reporte inédito no consultado citado en: Muir, J. 1936. "Geology of the Tampico Region". *Mexico. Amer. Asoc. Petroleum Geologist Bull.* v 20, 280 p.

- Jones, N. W., McKee, J. W., Márquez, D. B., Tovar, J. Long, L. E. and Landon, T. S. 1984. "The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, Mexico. Geol. Soc. America, Bull. v 95, pp 1226-1241.
- Kasakov, A. V., 1937. "The phosphorite facies and the genesis of phosphorites". In Geological Investigations of agricultural ores, Trans. Sci. Inst. Fertilizers and Insecto-Fungicides n 142: 17th Sess. Int. Geol. Soc. America, v 52, pp 95-113. Original no consultado citado por: Cook, P. J., 1976. "Repeated diagenetic calcitization, phosphatization and silicification in the Phosphoria Formation". Geol. Soc. America, Bull. v 81. pp 2107-2116.
- Kelly, W. A. 1936. "Geology of the Mountains Bordering the Valleys of Acatita and Las Delicias". Geol. Soc. America, Bull. n 47, pp 969-1008.
- Labarthe, G. y Aguillón R., A. 1986. "Cartografía Geológica 1:50,000. Hojas Salinas y Villa de Ramos, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas". Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geol. Metalurgia. Folleto Técnico n 106, 52 p.
- Labarthe, G. y Tristán, M. 1978. "Cartografía Geológica. Hoja San Luis Potosí". Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geol. Metalurgia. Folleto Técnico n 59, 28 p.
- Labarthe, G., Tristán, M. y Aguillón, R. A. 1982a. "Estudio Geológico-minero del área Peñón Blanco, estados de San Luis Potosí y Zacatecas". Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geol. Metalurgia. Folleto Técnico n 76, 63 p.
- Labarthe, G., Tristán, M. y Aranda, J. 1982b. "Revisión Estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí". Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geol. Metalurgia. Folleto Técnico n 85, 208 p.
- López-Infanzón, M., 1986. "Estudio Petrogenético de las Rocas Igneas en las Formaciones Huizachal y Nazas". Bol. Soc. Geol. Mexicana, t 47, v 2, pp 1-42.
- López-Ramos, E. 1972. "Estudio del basamento ígneo y metamórfico de las Zonas Norte y Poza Rica (entre Nautla, Ver. y Jiménez, Tamps.)". Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v 24, pp 265-323.
- Martínez-Pérez, J. 1972. "Exploración Geológica del área Estribos de San Francisco, S.L.P.". Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v 24, n 7-9.

- Martínez, A. y Malpica, R. 1983. "Estudio Estratigráfico Sedimentológico de la Formación Zacatecas en la Cuenca del Centro de México". Subdirección de tecnología de exploración. Inst. Mex. Petróleo, Proyecto C-1134. (Inédito), 28 p.
- Mattawer, M. 1976. "Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre". Ediciones Omega, S. A., 524 p, Barcelona.
- McDowell, F. and Clabaugh, S. 1981. "The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of western Mexico". Univer. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v 5, n 2, pp 195-206.
- McGehee, R. 1976. "Las rocas metamórficas del Arroyo de la Pimienta, Zacatecas, Zac". Bol. Soc. Geol. Mexicana, v 37, n 1, pp 1-10.
- Mitra, S., 1986. "Duplex Structures and Imbricate Thrust Systems: Geometry, Structural Position, and Hydrocarbon Potential". Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v 70, n 9, pp 1087-1112.
- Mixon, R. B., Murray, G. E. and Díaz-González, T. 1959. Age and correlation of Huizachal Group (Mesozoic) State of Tamaulipas, Mexico: Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v 43, pp 757 771.
- Monod, O., and Calvet, P. 1992. "Structural and stratigraphic re-interpretation of the Triassic units near Zacatecas (Zac.), Central Mexico: Evidence of a Laramide nappe pile". Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. 6, pp 1533-1544.
- Morán-Zenteno, D. 1984. "Geología de la República Mexicana". Univ. Nal. Autón. México, Facultad de Ingeniería, e Inst. Nal. Est., Geog. e Informática, 88 p.
- Muir, J. 1936. "Geology of the Tampico Region, Mexico". Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v 20, 280 p.
- Mugica, R. y Albarrán, J. 1983. "Estudio Petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano". Proyecto C-1156. Inst. Mex. Petróleo, Inédito.
- Mutti and Ricci Lucchi, F. 1972. "Le torbiditi dell Apennino settentrionale: introduzione all 'analisi di facies". *Memoir Society Geology Italy* 11, pp 161 -199. English translation in *International Geology Review*. 1978. v 20, n 2, pp 125 - 166.

- Nieto-Samaniego, A. F. 1990(1992) "Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato". Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, v 9, n 2, pp 146-155.
- Padilla, R. 1982. "Geologic Evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico". Ph. D. Dissertation. The University of Texas at Austin. (Inédito).
- Padilla, R. 1986. "Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role on the evolution of the Gulf of Mexico". Geofísica Internacional, v 26, n 1, pp 34-69.
- Pantoja-Alor, J. 1963. "Resumen de la Geología de la Hoja San Pedro del Gallo. Estado de Durango". Univ. Nal. Aut. México, Inst. Geología. Carta Geológica de México. Serie de 100 000, Hoja San Pedro del Gallo 13-R-K (3).
- 1972. "Datos geológicos-estratigráficos de la Formación Nazas". Mem. Soc. Geol. Mexicana, 2da. Convención Nacional.
- Pérez-Martínez J.J., Mapes-Vásquez, E. y Pesquera-Velázquez, R. 1961. "Bosquejo geológico del distrito minero de Zacatecas". Cons. Rec. Nat. No Renovables, (México), Bol. n 52, 38 p.
- Pindell, J. 1985. "Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean". Tectonics, v 4, n 1, pp 1-39.
- Potter, E., P. 1978. "Significance and origin of big rivers" Journal of Geology; v 86, pp 13- 33.
- Ranson, W., Fernandez, L. Simmons, W. Jr. and Enciso de la Vegas, S. 1982. "Petrology of the metamorphic Rocks of Zacatecas, Zac. Mexico". Bol. Soc. Geol. Mexicana. t 43, n 1, pp 37-59.
- Rogers, C. L., Cserna de, Z., Talavera, E. y Ojeda, J. 1961. "Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes de Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí. Cons. Rec. Nat. no Renovables, Bol. n 56, 322 p.
- Rogers, C. L., De Cserna, Z. and Vloten, V. 1963. "Plutonic Rocks of Northern Zacatecas and adjacent areas, Mexico". U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 475-C, pp C7-C10.

- Ruiz J., Patchett, J. and Arculus, R. 1988. "Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths - Evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico". *Contrib. Mineral. Petrol.*, n 99, pp 36-43. Springer-Verlag.
- Salvador, A. 1987. "Late Triassic - Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf Mexico Basin". *Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.* v 71, n 4, pp 419-451.
- Salvatierra-Domínguez, E. y Terrones-Meneses, A. 1987. "Geología del Area de Moctezuma, Edo. de San Luis Potosí". México, D.F., Univ. Nat. Autón. México, Facultad de Ingeniería, tesis profesional, (Inédita), 107 p.
- Sedlock, R., L., Ortega-Gutiérrez, F. and Speed, R., S., 1993. "Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico". *Geological Society of America. Special Paper* n 278, 153 p.
- Servais, M., Cuevas, P. E. y Monod, O. 1986. "Une section de Sinaloa a San Luis Potosí; nouvelle approche de l'évolution du Mexique nord-occidental". *Bull. Soc. Géol France* (8), t II, n 6 pp 1033-1047.
- Shaw, H. R. 1980. "The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface". In, Hargraves, R. B. (ed), "Physics of magmatic processes, Princeton University Press, pp 201-264. Original no consultado citado por: Clarke, D. B. 1992. "Granitoid rocks." *Series Topics in the Earth Sciences* n 7. London, Chapman & Hall, 28 p.
- Sierra-Rodríguez, L. 1992. "Estudio geomorfológico de la Sierra de Peñón Blanco, estados de San Luis Potosí y Zacatecas". México, D.F., Univ. Nat. Autón. México, Facultad de Filosofía y Letras (Colegio de Geografía), tesis profesional, (Inédita), 69 p.
- Silva-Pineda, A. 1961. "Paleontología del Triásico Superior de Sonora. Parte II. Flora fósil de la Formación Santa Clara (Cárnico) del Estado de Sonora.". *Paleontología Mexicana* n 11. 109 p, 19 lams, 11 figs.
- Silva-Romo, G. 1987. "Amonoideos del área Moctezuma - Salinas estados de San Luis Potosí y Zacatecas". *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología* v 1, n 1, pp 347-363.

- Silver, L. T., and Anderson, T. H., 1974. "Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the south western North America craton margin. Geol. Soc. America Abs. with Programs, v 6, 955 p.
- Stewart and Roldan, 1991. "Upper Triassic Barranca Group; Nonmarine and shallow-marine rift-basin deposits of northwestern Mexico". Geological Society of America. Special Paper n 254, pp 19-36.
- Stephenson, 1921. Citado sin referencia bibliográfica por: Muir, J. 1936. "Geology of the Tampico Region, Mexico". Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Bull. v 20, 280 p.
- Streckeisen, A. and Maitre le, R., W., 1979. "A chemical approximation to the Modal QAPF Classification of the Igneous Rocks". N. Jb. Mineral Abh. v 136, n 2, pp 169-206.
- Tardy, M. y Maury R., 1973. "Sobre la presencia de elementos de origen volcánico en las areniscas de los flyschs de edad Cretácico Superior de los estados de Coahuila y de Zacatecas, México". Soc. Geol. Mexicana, Bol. 34, pp 5-12.
- Wilson, B. W., Hernández, P. y Meave, T. E., 1955. "Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Edo. de Querétaro. Bol. Soc. Geol. Mexicana, v 18, n 1 pp 1-10.
- Tristán-González, M. 1986. "Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México". Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geol. Metalurgia. Folleto Técnico 107, 91 p.
- Tristán-González, M. y Torres-Hernández, R. 1992. "Cartografía geológica 1:50,000 de la Hoja Charcas, estado de San Luis Potosí, México". Univ. Autón. San Luis Potosí, Inst. Geol. Metalurgia. Folleto Técnico 115, 94 p.
- Wilson, J. L. 1970. "Depositional facies across carbonate shelf margins". Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. v 20, pp 229-233.
- 1974. "Characteristics of carbonate platform margins": Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v 58, pp 810-824.
- Winker, Ch. and Buffler, R. 1988. "Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean)". Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Bull. v 72, n 3, pp 318-346.

Wyllie, P. J., Huang, W. L., Stern, C. R. and Maale, S. 1976.
"Granitic magmas: possible and impossible sources, water
contents and crystallization sequences". Can. Jour. Earth Sci.
v, 13, pp 1007-1019.

APENDICE PALEONTOLOGICO

PALEONTOLOGIA SISTEMATICA

El material fósil descrito se encuentra en la colección paleontológica de la Facultad de Ingeniería, UNAM.

Clase *CEPHALOPODA* Leach, 1817
 Orden *AMMONOIDEA* Zittel, 1884
 Suborden *AMMONITINA* Hyatt, 1889
 Familia *Ceratitidae* Mojsisovics, 1896
 Género *Clionites* Mojsisovics 1893

Enrollamiento planispiral de evolutivo a moderadamente evolutivo, con diámetros de las conchas entre 14 y 25 mm; ombligo de 6 a 9 mm profundo y bien definido. Costillas elevadas, sigmoidales o radiales delgadas y con relieve desde el borde umbilical, presenta entre 36 y 42 costillas, algunas intercaladas. En algunos ejemplares se observa una costilla intercalada después de un par bifurcado desde el borde umbilical. El ancho de las costillas es igual o ligeramente mayor que la distancia entre ellas. Borde umbilical claramente redondeado. El alto de las vueltas aumenta por lo general rápidamente.

Se analizaron 10 ejemplares ligeramente deformados no bien preservados; entre ellos tres son moldes que muestran muy bien conservadas las características del ombligo y las costillas. Los rasgos observados corresponden a ejemplares del género *Clionites* tal vez se trate de individuos juveniles de la especie *Clionites (Shastites) compressus*.

Edad: Triásico Tardío

Ejemplares:	Localidad:	Colector:	Ocurrencia:
F - 5	A. La Haciendita	G. Silva R.	F. Zacatecas

Superfamilia *Perisphinctaceae* Steinmann, 1890

Familia *Berriasellidae* Spath, 1922

Subfamilia *Berriasellinae* Spath, 1923

Género *Substeueroceras* Spath, 1923

Substeueroceras sp.

Enrollamiento planispiral, moderadamente evolutivo. Se puede reconstruir un diámetro de aproximadamente 62 mm. La concha presenta costillas finas ligeramente sinuosas, agrupadas en forma irregular, bifurcadas, trifurcadas, algunas doblemente bifurcadas; todas elevadas. El borde ventral no se observa, por lo cual resulta incierta la clasificación.

Discusión.- Se analizaron dos fragmentos, en uno se observa claramente un cuarto de la penúltima vuelta y una pequeña porción de la última vuelta, en la cual se observa que las costillas son más gruesas. Estos ejemplares se colectaron asociados a *Parodontoceras* sp.

Edad: Tithoniano tardío

Ejemplares:	Localidad:	Colector:	Ocurrencia:
F - 33	Km 91 SLP-Zac	G. Silva R.	Unidad 13 F. La Caja

Género *Parodontoceras* Spath, 1923

Enrollamiento planispiral, moderadamente evolutivo. Las vueltas aumentan rápidamente de altura en el sentido del enrollamiento. El diámetro de las conchas varía entre 42 y 70 mm. presenta tres vueltas; el ombligo se observa poco profundo, el borde umbilical es redondeado. La última vuelta presenta entre 28 y 40 costillas. Las costillas nacen en el borde dorsal ligeramente prosirradiadas; son gruesas, bifurcadas a partir de la parte media del flanco y después de la bifurcación conservan su espesor; algunas se observan trifurcadas. En las primeras vueltas las costillas son rectirradiadas, en la última se observan flexuosas. El espacio intercostal es de dos veces el grueso de las costillas por lo general. El borde ventral no se observa en ningún ejemplar.

Discusión.- Se estudio un ejemplar moderadamente conservado, dos moldes bien conservados en pedernal y tres fragmentos en los cuales se observa claramente la ornamentación. Los ejemplares aquí estudiados son similares a *Parodontoceras* callistoides (Behr.) ilustrado por Arkell y colaboradores, (1957, Fig. 459-6a). Por otra parte, Cantú (1967) muestra en sus lám. 5 fig. 2 un ejemplar de *Parodontoceras* aff. callistoides cuya sección tiene una altura que aumenta lentamente; en cambio en los ejemplares descritos aquí aumenta la altura de la sección cuando menos, el doble con respecto a la vuelta anterior, tal como se aprecia en la figura mencionada de Arkell y colaboradores, (op. cit.).

Edad: Tithoniano tardío

Ejemplares:	Localidades:	Colectores:	Ocurrencia:
F65a y b	Km 91 SLP-Zac	G. Silva R.	Unidad 13 F. La Caja
F-13	"	"	"
F-1	"	A. Gutiérrez H.	"

Género *Berriasella* Uhlig, 1905
Berriasella sp.

Enrollamiento planispiral, de moderadamente evolutivo a evolutivo. La altura de las vueltas aumenta paulatinamente en el sentido del enrollamiento. La concha tiene 70 mm de diámetro y presenta cuatro vueltas. El ombligo es poco profundo. La última vuelta presenta 40 costillas ligeramente prosirradiadas. Las costillas son gruesas, bifurcadas poco antes del tercio ventral. El espacio entre las costillas es de una vez y media su ancho. El borde ventral no se observa.

Se estudió un ejemplar con evidencias de recubrimiento por hematita que presenta claramente su ornamentación.

Edad: de acuerdo a la zonificación de Arkell (1956) *Berriasella* indica una edad correspondiente al Berriasiano.

Ejemplar:	Localidad:	Colector:	Ocurrencia:
A - 2	C. Magueyes	J. Arellano G.	Base de la F. Taraises

Superfamilia *Acanthocerataceae* Hyatt 1900

Familia *Brancoceratidae* Spath, 1933

Subfamilia *Brancoceratinae* Spath,

Género *Oxytropidoceras* Stieler, 1920

Oxytropidoceras sp.

Enrollamiento planispiral involuto. La sección de la concha es oxiconca con quilla bien desarrollada. El diámetro es de aproximadamente 35 mm. El fragmento estudiado presenta 16 costillas sinuosas gruesas, poco espaciadas y elevadas, algunas intercaladas y otras bifurcadas. Ombligo moderadamente profundo.

Se analizó una cuarta parte de la última vuelta de un ejemplar medianamente preservado, en el cual la ornamentación diagnóstica es muy clara.

Edad: Parte alta del Albiano temprano - Albiano medio

Ejemplar:

F-8

Ocurrencia:

F. Cuesta del Cura

Localidad:

Cerro San Antonio

APENDICE PETROGRAFICO

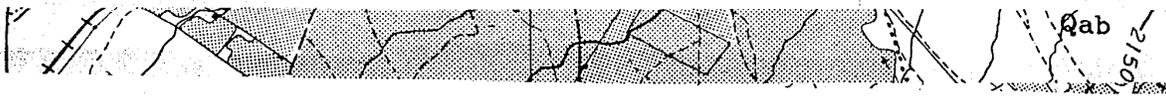
MUESTRA N°	LOCALIDAD	FORMACION	DESCRIPCION MEGASCOPICA	DESCRIPCION MICROSCOPICA	CLASIFICACION	ORIGEN	OBSERVACIONES
227-SRA	2428, 8606	La Ballena	Arenisca gris con tonos de verde en estratos de 60 cm.	Cuarzo 35% Lilicos 37% Feldespatos 3% Matriz 25%	GRAUVACA LITICA	Abanico submarino	
233-SRA	2473, 8674	La Ballena	Arenisca gris con tonos de ocre con lilicos de lutita, en estratos hasta de 60 cm.	Cuarzo 33% Lilicos 25% Feldespatos 2,5% Matriz 49%	GRAUVACA LITICA	Abanico Submarino	Se observan estructuras tipo "horse"
230-SRA	2495, 8666	La Ballena	Arenisca cuarzosa de color rojizo, con vetillas de sílice	Cuarzo 37% Lilicos 17% Feldespatos -% Matriz 37,5% Cuar. sec. 8,5%	GRAUVACA LITICA	Abanico submarino	Forma una cresta
237-SR	2430, 8663	La Ballena	Arenisca de color gris con tonos de ocre en estratos de 40 cm.	Cuarzo 37% Lilicos 25% Feldespatos 2,5% Matriz 33,5% Cuar. sec. 2,5%	GRAUVACA LITICA	Abanico submarino	Se observa un bloque de arenisca
54-ECE	2314, 9158	Nazas	Clasto de arenisca en un conglomerado con otros fragmentos de rocas igneas.	Cuarzo 34% Lilicos 27% Feldespatos 11% Matriz 27% Cuar. sec. 1%	GRAUVACA LITICA	Abanico submarino	Matana incluida en un conglomerado petromítico
54-ECC	2314, 9158	Nazas	Clasto de arenisca en un conglomerado con otros fragmentos de rocas igneas.	Cuarzo 35,5% Lilicos 25,5% Feldespatos 3,5% Matriz 29% Cuar. sec. 6,5%	GRAUVACA LITICA	Abanico submarino	Matana incluida en un conglomerado petromítico
54-ECA	2314, 9158	Nazas	Clasto de arenisca en un conglomerado con otros fragmentos de rocas igneas.	Cuarzo 22% Lilicos 31% Feldespatos 5% Matriz 37,5% Cuar. sec. 4,5%	GRAUVACA LITICA	Abanico submarino	Matana incluida en un conglomerado petromítico

MUESTRA N°	LOCALIDAD	FORMACION	DESCRIPCION MEGASCOPICA	DESCRIPCION MICROSCOPICA	CLASIFICACION	ORIGEN	OBSERVACIONES
JA-5 LD-85-1059	N22°30'34" W101°41'34"	Nazas	Arenisca gris verdosa, epiclástica psamítica, cuarzo.	Cuarzo 24% Líticos 49% Feldespatos 9% Magnetita 1% Arcilla 11% Calcita 4% Clorita 2%	ARENITA LITICA	Sedimentario de ambiente continental.	El cuarzo es subredondeado y los feldespatos se presentan sericitizados.
JA-6 LD-86-826	N22°30'49" W101°41'41"	Nazas	Conglomerado gris verdoso, epiclástico psamítico; con líticos volcánicos.	Cuarzo 2% Andesita 60% Arenisca 15% Arcilla 16% Calcita 6% Epidota 0.5% Hematita 0.5%	CONGLOMERADO POLIMICTICO	Sedimentario de ambiente continental.	Se observa intercrecimiento de la matriz con los granos y cristales; además la matriz presenta caquistosidad.
JA-7 LD-85-1048	N22°30'43" W101°41'38"	Nazas	Conglomerado violeta rojizo, epiclástico psamítico; líticos volcánicos.	Líticos volcánicos 72% Arcilla 16% Sericita 2% Clorita 8% Magnetita 1%	CONGLOMERADO POLIMICTICO	Sedimentario de ambiente continental.	La matriz se observa foliada y existe un intercrecimiento entre la matriz y los líticos.
JA-10 LD-85-1089	N22°30'50" W101°41'36"	Nazas	Andesita gris verdosa, fracturada, afanítica con piroxenos.	Epidota 3% Augita 10% Plagioclasas 84% Sericita 1% Clorita 1.5% Magnetita 0.5%	ANDESITA	Igneo extrusivo.	Se observa intercrecimiento de cristales a partir de la matriz.
JA-11 LD-85-1021	N22°30'45" W101°41'40"	Nazas	Conglomerado gris verdoso, interperiza a rojizo; textura psamítica con clastos de andesita.	Cuarzo 1.5% Andesita 59% Muscovita 0.5% Magnetita 1% Feldespatos y clorita 30% Hematita 1% Calcita 1%	CONGLOMERADO POLIMICTICO	Sedimentario continental.	La matriz se observa foliada, intercrecida con los clastos.
JA-15 LD-85-1050	N22°30'34" W101°41'36"	Nazas	Toba verde oscuro con fenocristales de feldespatos.	Oligoclasas 20% Cuarzo 9% Magnetita 1.5% Matriz microcristalina de cuarzo 68% Calcita 0.5%	TOBA CRISTALINA	Igneo extrusivo	
JA-18 LD-85-1029	N22°30'27" W101°41'33"	Zuloaga	Caliza gris medio recristalizada.	Espatita 99% Cuarzo 1%	CALIZA RECRISTALIZADA	Sedimentario marino de plataforma con posterior alteración.	El cuarzo es secundario.

MUESTRA N°	LOCALIDAD	FORMACION	DESCRIPCION MEGASCOPICA	DESCRIPCION MICROSCOPICA	CLASIFICACION	ORIGEN	OBSERVACIONES
JA-21 LD-86-836	N22°30'35" W101°41'06"	Zuloaga	Wackestone de color gris claro.	Fósiles 8% Pellets 6% Micrita 86%	BIPELMICRITA WACKESTONE	Sedimentario marino de plataforma.	
JA-23 LD-86-827	N22°30'07" W101°41'40"	La Caja	Límolitas gris violáceo, textura psamítica.	Cuarzo y feldspato 2% Limos 59% Calcita 37% Magnetita 2%	LIMOLITA CALCAREA	Sedimentario marino.	
JA-25 LD-85-1157	N22°35'38" W101°39'27"	La Caja	Pedernal negro interperiza a rejizo.	Pedernal 90% Micrita 4% Fósiles 1% Hematita 5%	PEDERNAL	Sedimentario marino.	Presenta hematita diseminada y vetillas rellenas de sílice y hematita. Con radio-larios.
JA-32 LD-85-1031	N22°30'23" W101°41'34"	La Caja	Pedernal negro interperiza a rejizo.	Pedernal 57% Calcita 20% Cuarzo 2% Hematita 1%	PEDERNAL CON CARBONATOS	Sedimentario marino.	A partir del pedernal se han desarrollado algunos cristales de cuarzo.
JA-46 LD-85-1159	N22°35'42" W101°39'27"	La Caja	Wackestone gris oscuro.	Pellets 34% Micrita 61% Fósiles 2% Hematita 1%	PELMICRITA WACKESTONE	Sedimentario marino.	Hematita diseminada. Foraminíferos.
JA-47 LD-86-835	N22°30'21" W101°41'27"	Taraisas	Caliza arcillosa gris claro, laminada.	Arcillas 45% Calcita 54% Magnetita y hematita 1%	CALIZA ARCILLOSA	Sedimentario de mar abierto.	
JA-50 LD-85-1061	N22°30'07" W101°41'33"	Taraisas	Mudstone gris oscuro.	Pellets 2.5% Micrita 91% Espatita 6% Hematita 0.5%	MICRITA PELETIFERA MUDSTONE	Sedimentario de mar abierto.	Presenta vetillas de calcita espática.
JA-54 LD-86-829	N22°30'02" W101°41'32"	Tamaulipas	Wackestone gris medio con amonoides.	Pellets 10% Micrita 60% Fósiles 13% Intraclasto 3% Espatita 14%	BIPELMICRITA WACKESTONE	Sedimentario de mar abierto.	Amonoides. Presenta vetillas de calcita espática.
JA-57 LD-85-1036	N22°30'09" W101°41'33"	Tamaulipas	Mudstone gris claro.	Pellets 2% Micrita 92% Espatita 5.5% Hematita 0.5%	MICRITA PELETIFERA MUDSTONE	Sedimentario de mar abierto.	Presenta abundantes vetillas rellenas de calcita espática.

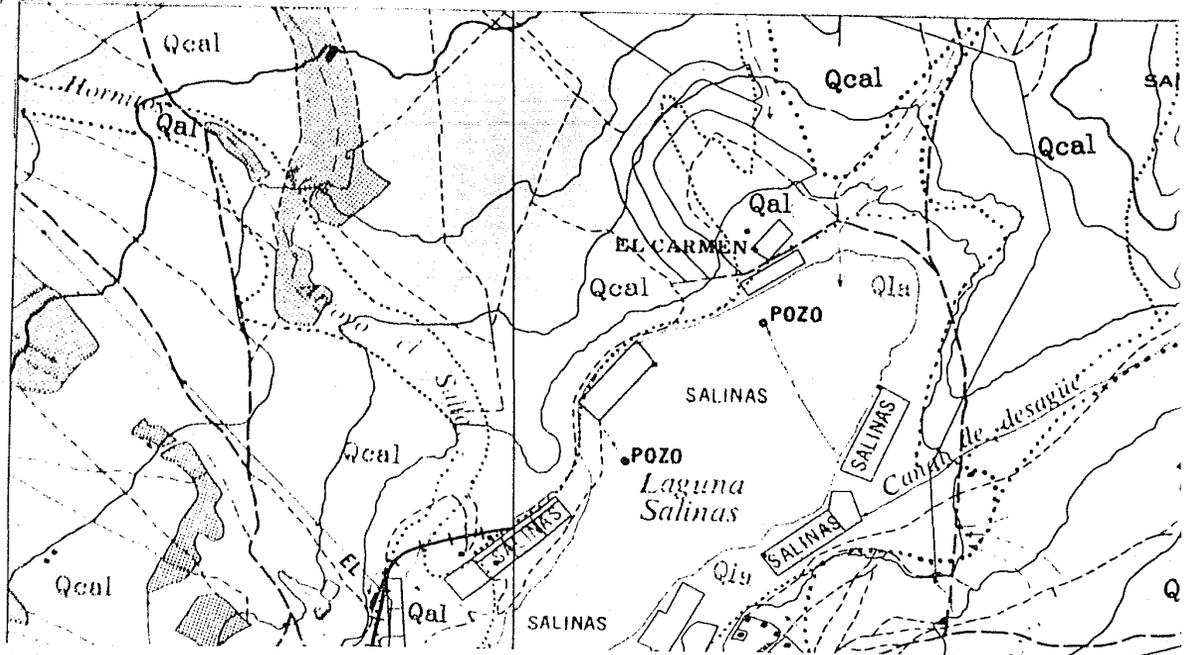
MUESTRA N°	LOCALIDAD	FORMACION	DESCRIPCION MEGASCOPICA	DESCRIPCION MICROSCOPICA	CLASIFICACION	ORIGEN	OBSERVACIONES
JA-64 LD-86-817	N22°35'16" W101°39'37"	Cuesta del Cura	Conglomerado gris claro con fósiles y fragmentos de caliza.	Clastos de caliza wack. 63% Fósiles 13% Micrita 8% Espatita 16%	CONGLOMERADO INTRAFORMACIONAL	Sedimentario de mar abierto.	Presenta foraminíferos. Los clastos tienen un tamaño máximo de 1.5 cm y se constituyen de pellets, fósiles e intraclastos.
JA-71 LD-85-1153	N22°35'53" W101°39'10"	Cuesta del Cura	Packstone gris oscuro.	Pelleta 57% Micrita 24% Fósiles 11% Intraclasto 8%	PELMICRITA PACKSTONE	Sedimentario de mar abierto.	Se observa variación textural de wackestone a packstone. Presenta radiolarios, calciesferulidos y amonoides.
JA-72 LD-85-1156	N22°35'32" W101°39'34"	Cuesta del Cura	Mudstone gris oscuro.	Pellets 3% Micrita 96% Hematita 1%	MICRITA PELETIFERA MUDSTONE	Sedimentario de mar abierto.	Presenta vetillas rellenas de calcita y hematita.
JA-75 LD-85-1151	N22°35'25" W101°39'42"	Indidura	Wackestone gris claro	Pellets 30% Micrita 55% Fósiles 7% Intraclasto 0% Epatita 2%	PELMICRITA WACKSTONE	Sedimentario de mar abierto.	Presenta vetillas rellenas de calcita y hematita.
242-SRA	2425, 8579	Caracol	Arenisca de color gris verdoso en estratos de 60 cm.	Cuarzo 34% Feldespatos 2.2% Lílicos 36.8% Matriz 21% Cuarz. sec. 6%	GRAUVACA LITICA	Sedimentario marino de cuenca turbidítica.	
67-SRA		Caracol	Arenisca gris con tonos de verde en estratos de 30 cm.	Cuarzo 18.5% Feldespatos 30% Lílicos 37.5% Matriz 14%	ARENITA LITICA	Sedimentario marino de cuenca turbidítica.	
JA-78 LD-85-1182	N22°35'57" W101°38'48"	Caracol	Areniscas gris verdoso con textura psamítica.	Cuarzo 30% Feldespatos 10% Lílicos 36% Arcilla 12% Calcita 9% Muscovita 0.5% Hematita 1% Magnetita 1.5%	ARENITA LITICA	Sedimentario marino de cuenca turbidítica.	Cuarzo subredondeado y lílicos volcánicos.

MUESTRA N°	LOCALIDAD	FORMACION	DESCRIPCION MEGASCOPICA	DESCRIPCION MICROSCOPICA	CLASIFICACION	ORIGEN	OBSERVACIONES
JA-82 LD-85-1047	N22°33'47" W101°39'55"	Caracol	Areniscas de grano medio gris verdosas con textura psamítica.	Cuarzo 40% Feldespatos 6% Lílicos 33% Arcilla 16% Calcita 2% Muscovita 1% Hematita 0.5% Magnetita 1%	GRAUVACA LITICA	Sedimentario marino de cuenca turbidítica.	Lílicos subredondados e imbricados.
JA-84 LD-85-824	N22°31'01" W101°41'35"	Caracol	Areniscas de grano fino gris oscuro, textura psamítica.	Cuarzo 47% Feldespatos 15% Lílicos 10% Arcilla 21% Calcita 5% Muscovita 0.5% Hematita 0.5% Magnetita 1%	GRAUVACA LITICA	Sedimentario marino de cuenca turbidítica.	Lílicos volcánicos y están subredondados.
JA-85 LD-85-1020	N22°30'46" W101°41'39"	Intrusivo Granítico	Roca ígnea porfídica, color rosa claro con abundantes fenocristales de cuarzo, y muscovita.	Cuarzo 35% Ortoclasa 15% Oligoclasa 10% Muscovita 4% Turmalina 0.5% Matriz micro. de cuarzo 35% Sericitita 0.5%	GRANITO DE MUSCOVITA	Ígneo intrusivo	Los feldespatos están sericitizados. La matriz se compone de pequeños cristales de cuarzo.
JA-86 LD-85-1038	N22°31'44" W101°41'22"	Intrusivo Granítico	Granito porfídico rosa claro con cuarzo, feldespatos y muscovita.	Cuarzo 35% Ortoclasa 10% Oligoclasa 6% Muscovita 3.5% Matriz micro. de cuarzo 45% Sericitita 0.5%	GRANITO DE MUSCOVITA	Ígneo intrusivo	Algunas plagioclasas se encuentran zonadas. Presenta cuarzo euhedral.
JA-90 LD-85-1153	N22°34'57" W101°40'10"	Las Joyas	Roca ígnea extrusiva gris oscuro, textura afanítica con cristales de olivino.	Labradorita 7% Olivino 9% Augita 2% Magnetita 1% Microfilitos de plagioc. 19% Vidrio 60% Magnetita 1%	BASALTO DE OLIVINO	Ígneo extrusivo	El olivino y los piroxenos se observan parcialmente oxidados.



Qab
2150

101°45'
27°40'



Qcal

Hormiga

Qcal

Qcal

SAI

Qcal

Qcal

EL CARMEN

Qcal

Qla

POZO

SALINAS

Qcal

Salina

POZO

Laguna Salinas

SALINAS

Canal de desague

Qcal

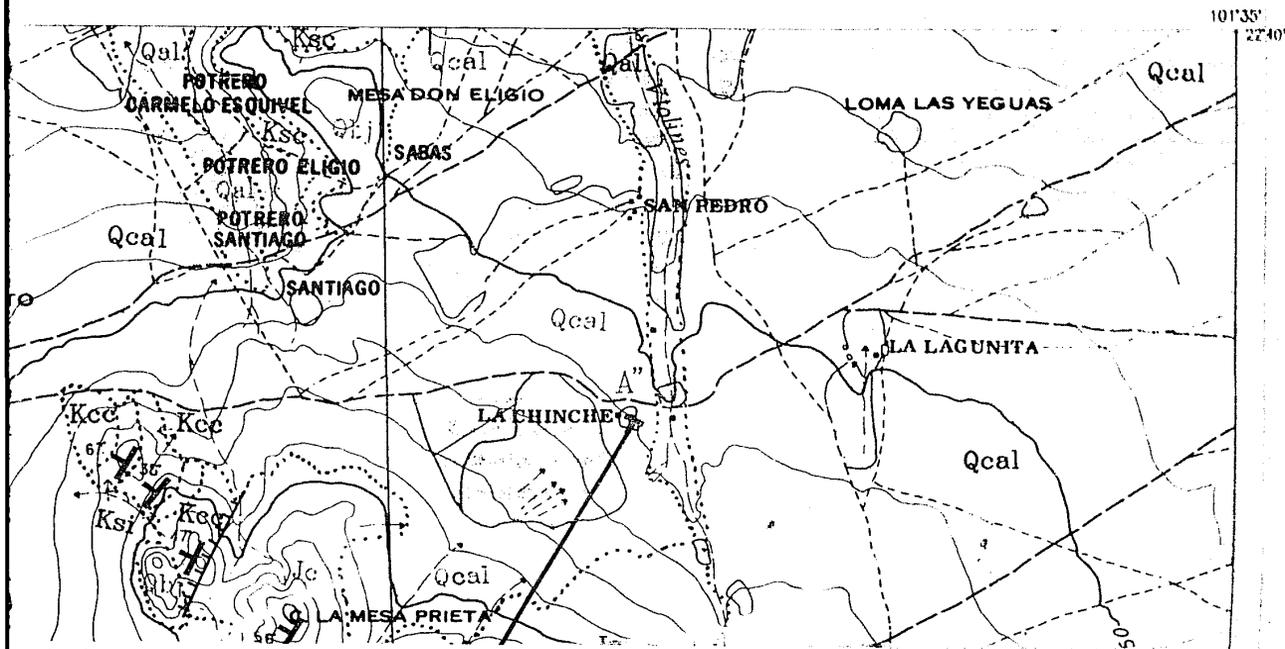
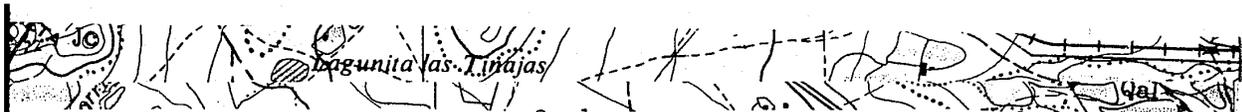
Qcal

SALINAS

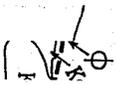
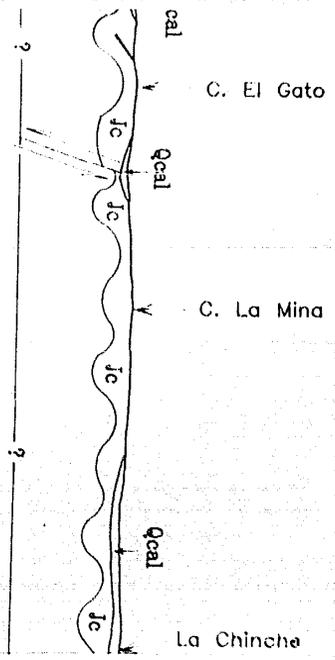
SALINAS

Qla

Q

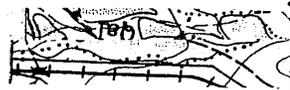
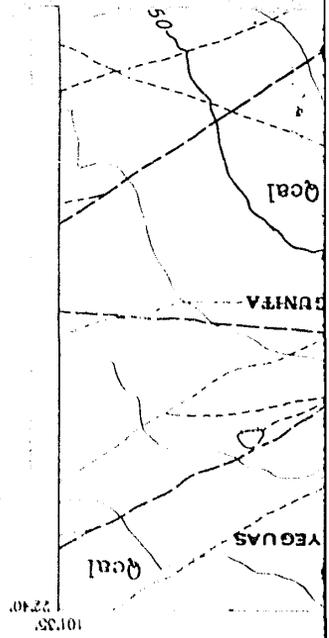


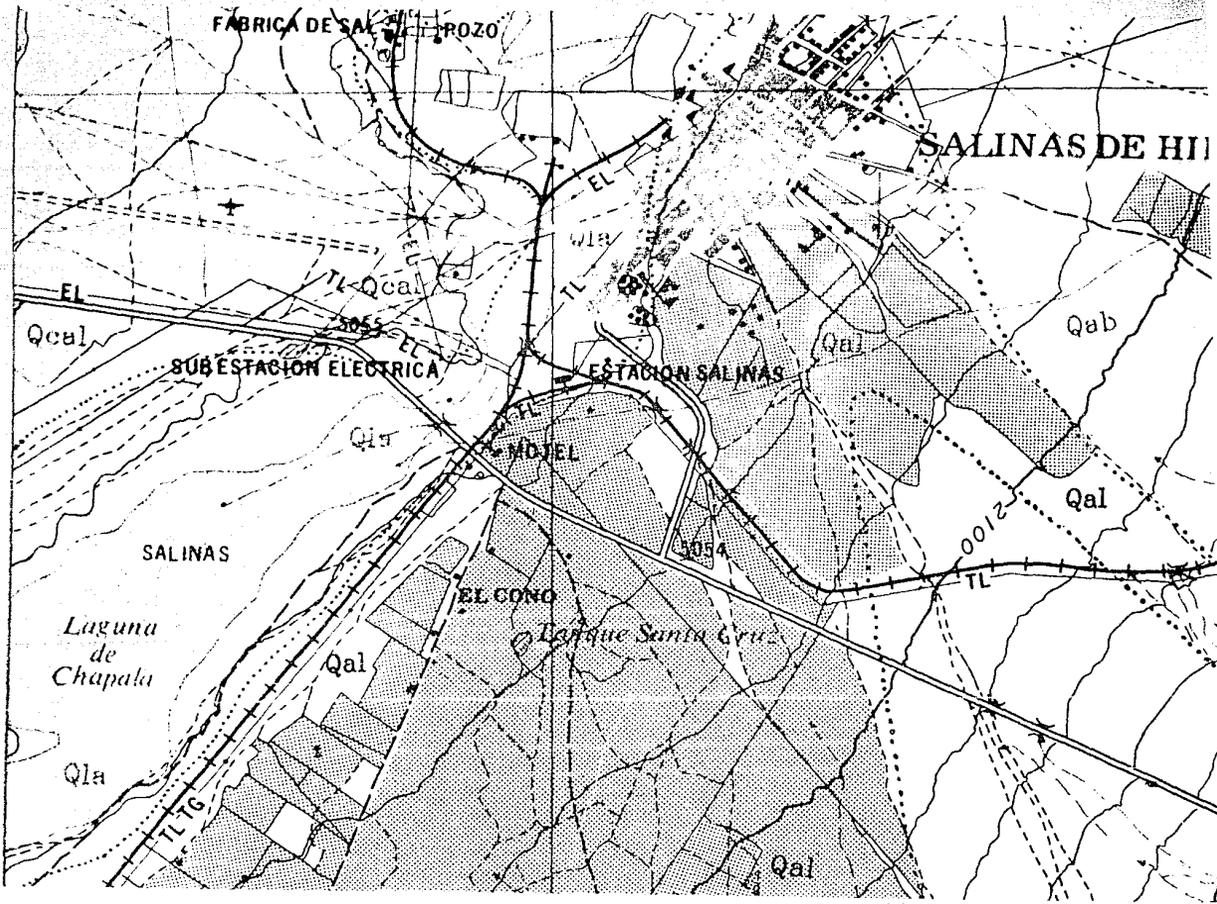
A''



fr

?





FABRICA DE SAL POZO

SALINAS DE HIDALGO

SUBESTACION ELECTRICA

ESTACION SALINAS

MOTEL

SALINAS

Laguna de Chapala

EL CONO

Laguna Santa Cruz

2100

Qcal

TL Qcal

W18

Qal

Qab

Qal

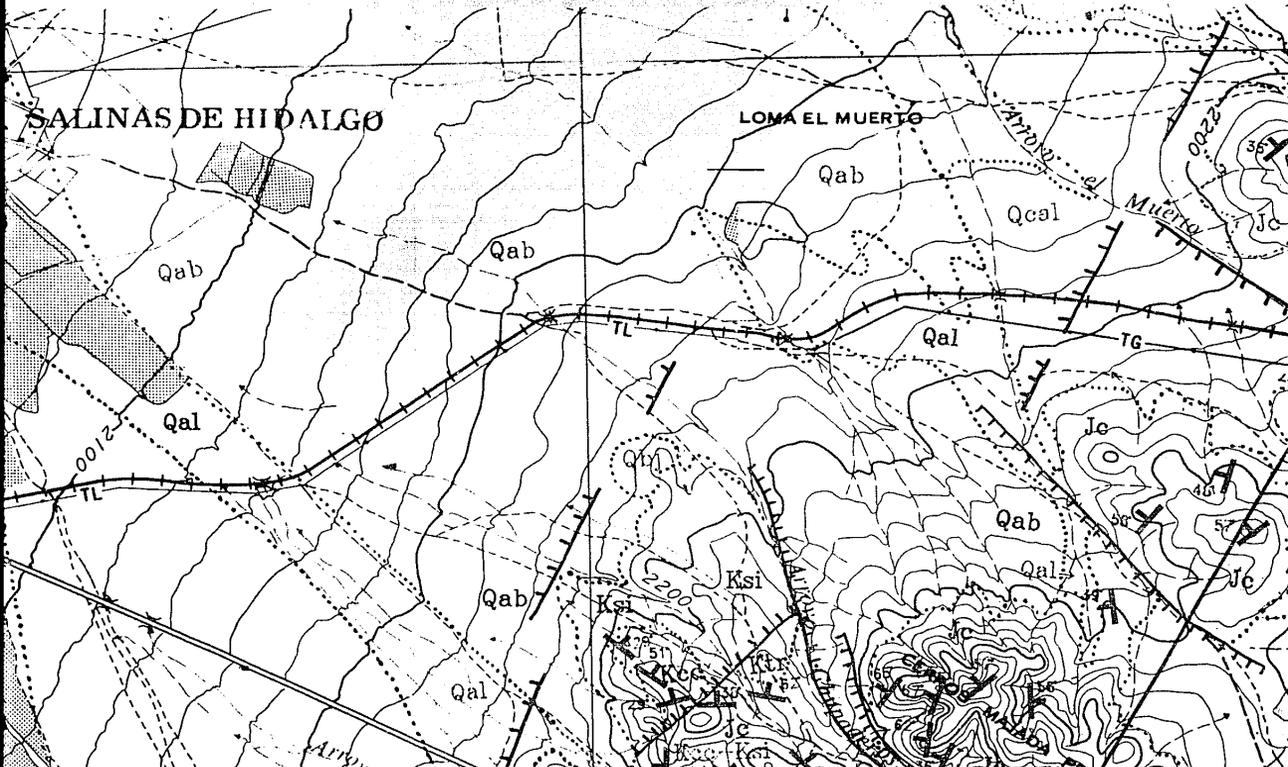
Qla

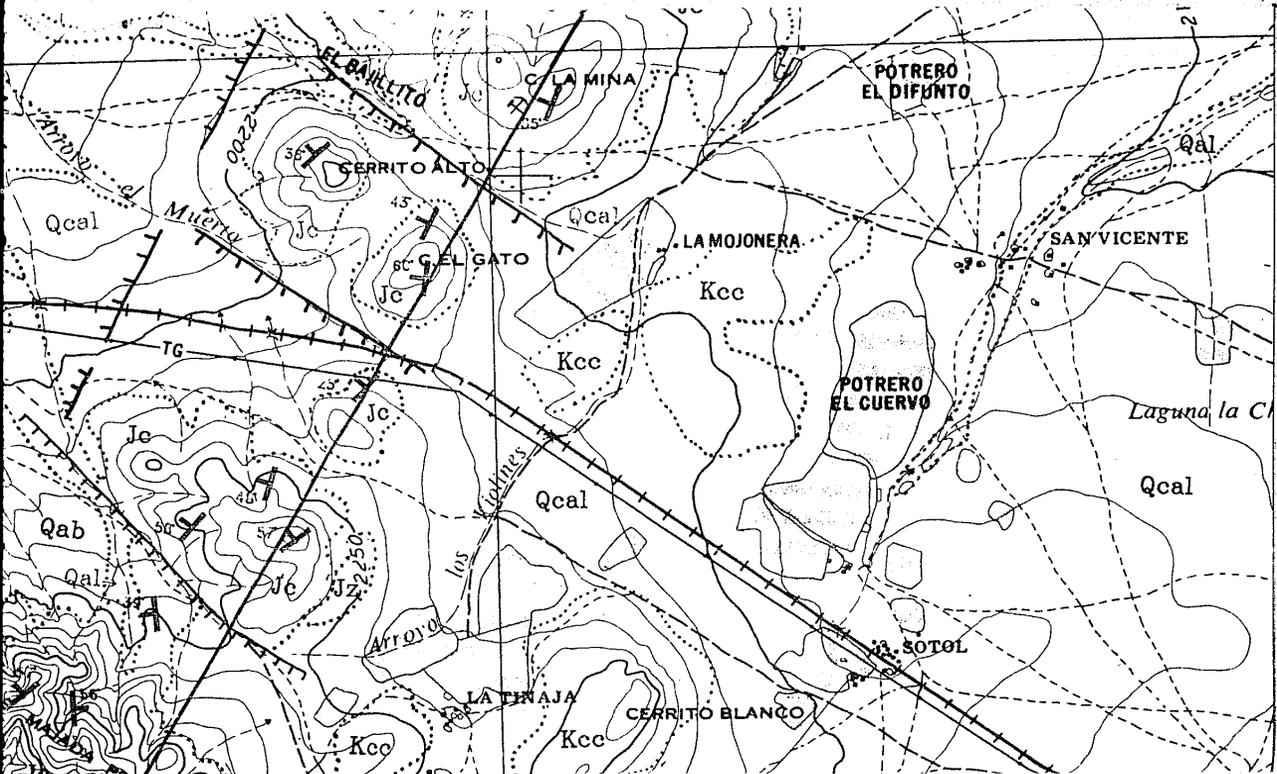
TLTG

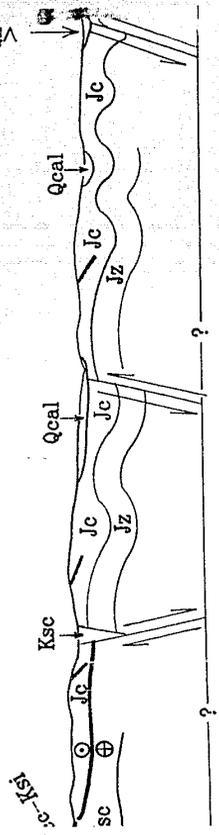
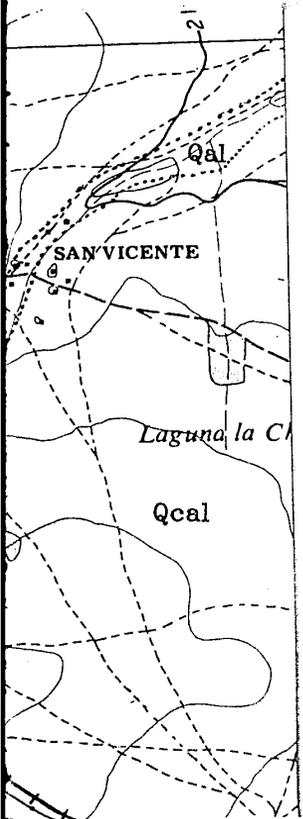
Qal

SALINAS DE HIDALGO

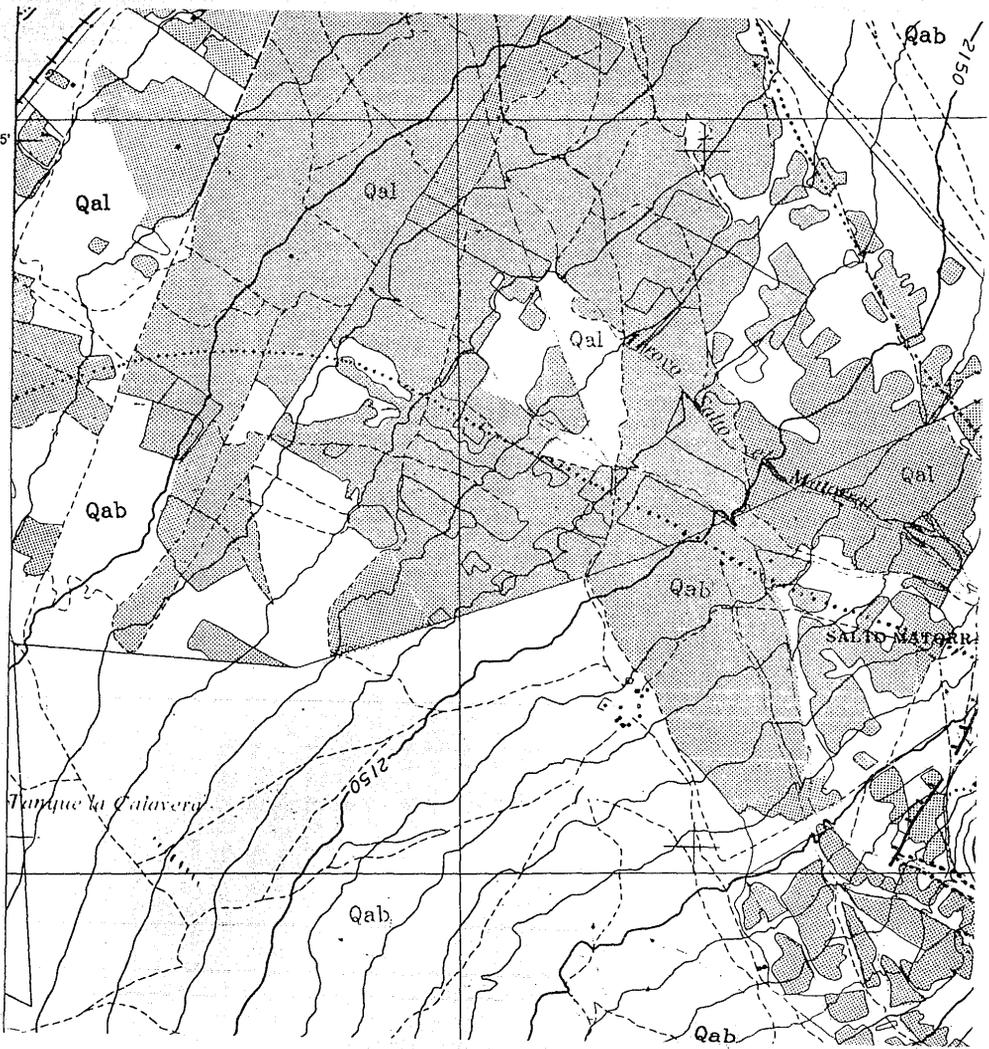
LOMA EL MUERTO







2735



Qal

Qal

Qal

Qab

Qab

Qab

Qal

SAN PEDRO

Qab

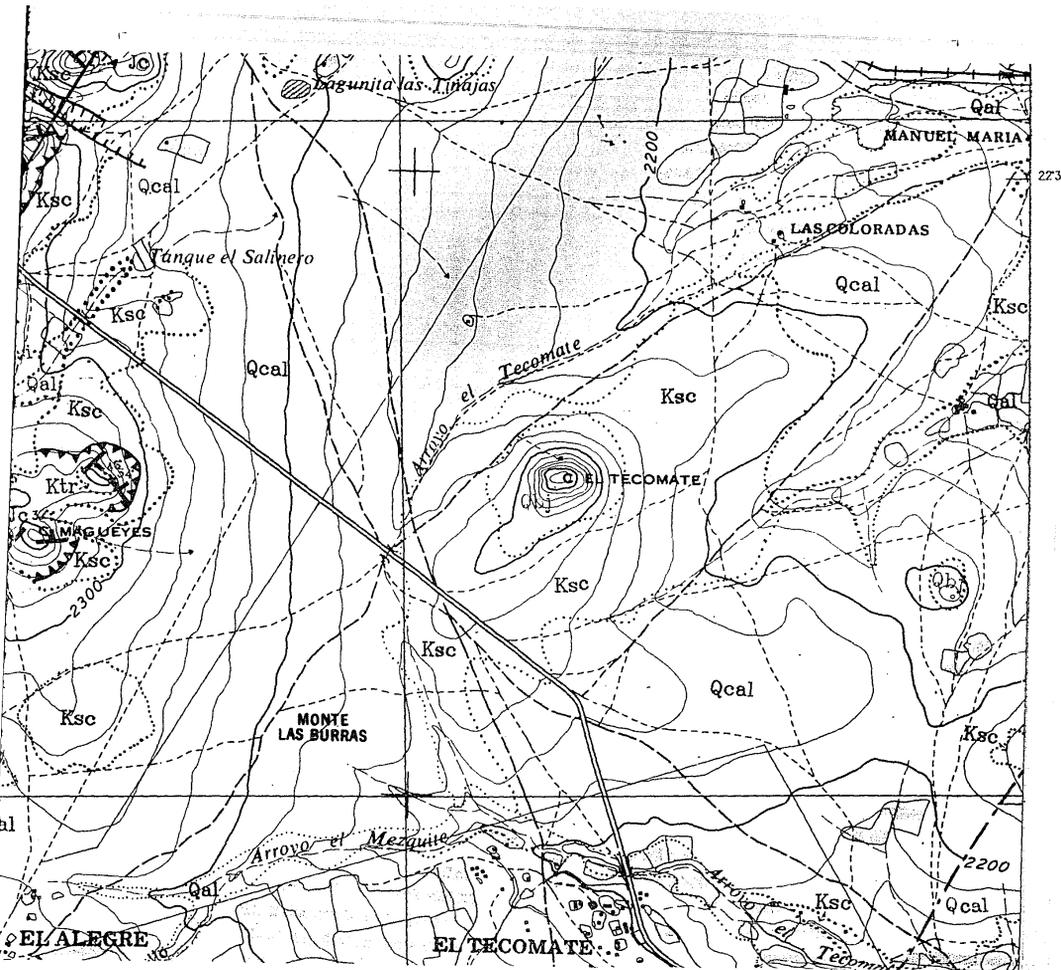
Qab

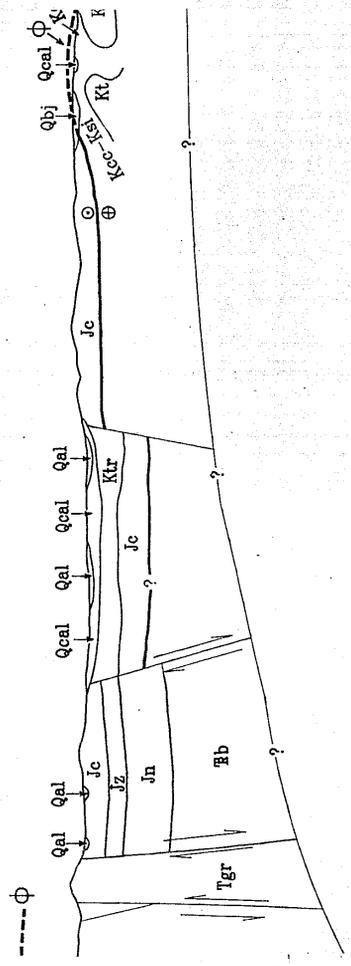
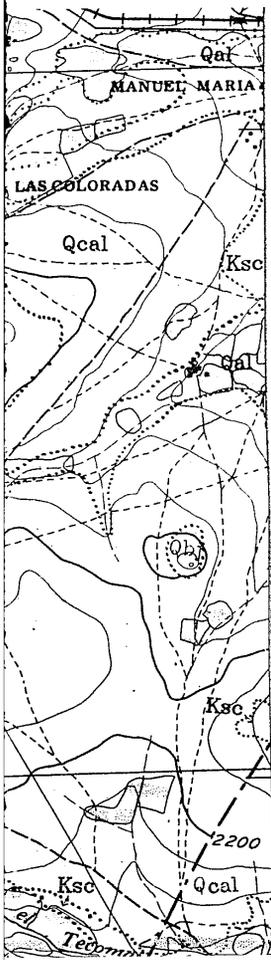
San Juan

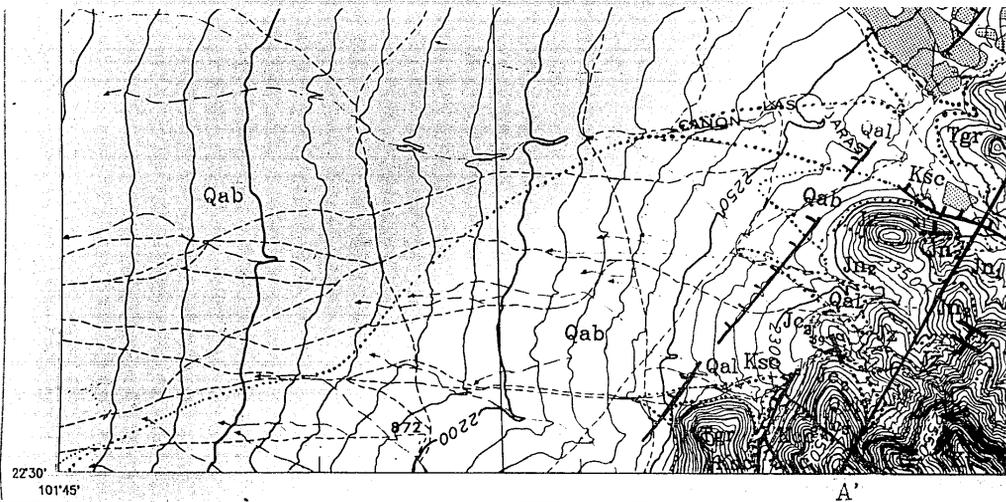
San Mateo

2150

2150







SIMBOLOGIA ESTRATIGRAFICA

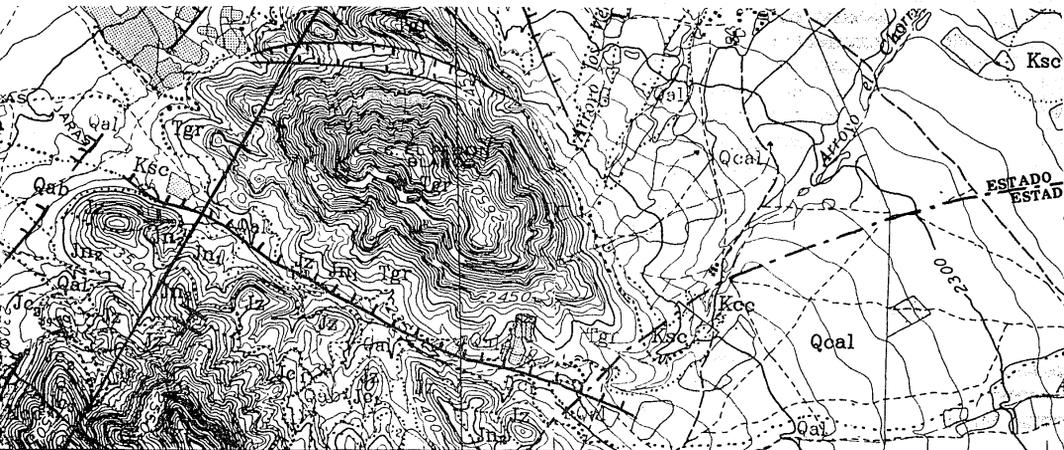
SIMBOLOS GEOLC

F. La Caja	
Jc	Indiferenciada
Jc ₃	M. Cimero
Jc ₂	M. Medio
Jc ₁	M. Basal
Jz	F. Zuloaga
F. Nazas	
Jn ₂	M. Clástico
Jn ₁	M. Volcánico
Bb	F. La Ballena

Tcg	Conglomerado terciario
Tgr	Intrusivo granítico
Tvi	Rocas volcánicas indiferenciadas
Tvh	Ignimbrita Villa Hidalgo
Ksc	F. Caracol
Ksl	F. Indidura
Kcc	F. Cuesta del Cura
Kt	F. Tamaulipas
Ktr	F. Toraíses

Depósitos recientes	
Qla	Locustre
Qal	Aluvial
Qab	Abanico aluvial
Qcal	Caliche
Qbj	F. Las Joyas

FALLA NORMAL	_____
FALLA NORMAL INFERIDA	_____
FALLA INVERSA	_____
CONTACTO GEOLOGICO	_____
RUMBO E INCLINACION MEDIDOS	_____
RUMBO E INCLINACION RECUMBENTE	_____
RUMBO E INCLINACION DE LA FOLIACION	_____
EXTREMO DE LINEA DE SECCION	_____

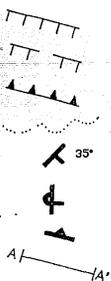


A'

101°40'

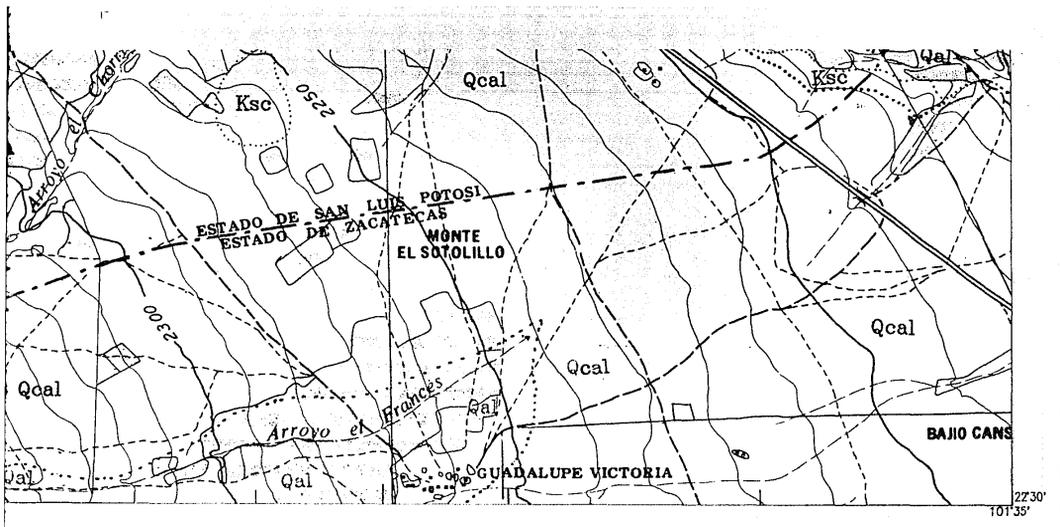
SÍMBOLOS GEOLOGICOS

- ____ L. _____
- ____ AL INFERIDA _____
- ____ SA _____
- ____ GEOLOGICO _____
- ____ CLINACION MEDIDOS _____
- ____ CLINACION RECUMBENTE _____
- ____ CLINACION DE LA FOLIACION _____
- ____ LINEA DE SECCION _____

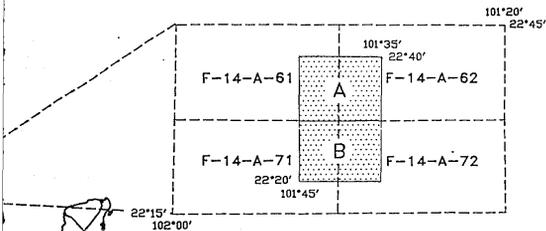


AREA DE ESTUDIO





AREA DE ESTUDIO

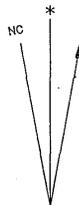


Base topográfica elaborada a partir de la cartografía topográfica a escala 1:50 000 de la CETENAL (1971).



ESCALA GRAFICA (km)

EQUIDISTANCIA ENTRE CURVAS DE NIVEL: 10 m.



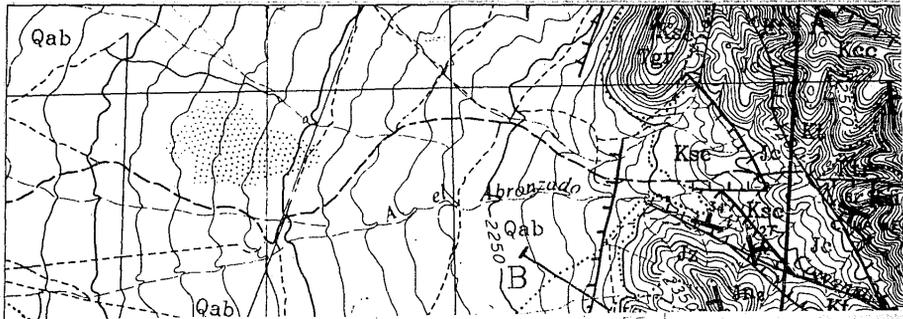
CONVERGENCIA DE CUADRICULA
1'01"

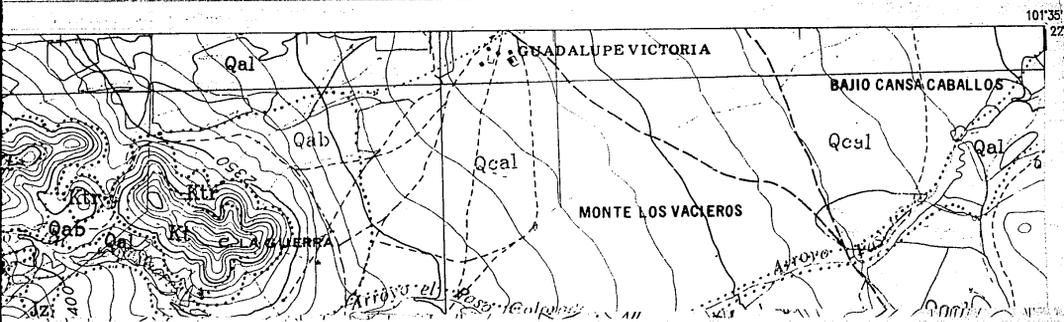
DECLINACION MAGNETICA
7'50"

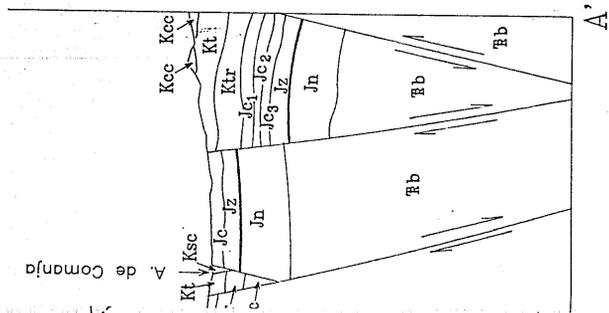
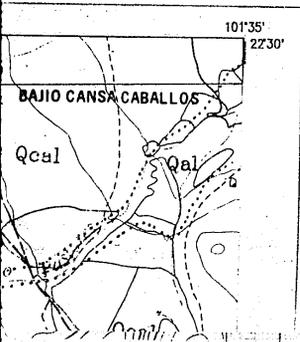
VARIACION MAGNETICA ANUAL
3.5"
HACIA EL OESTE

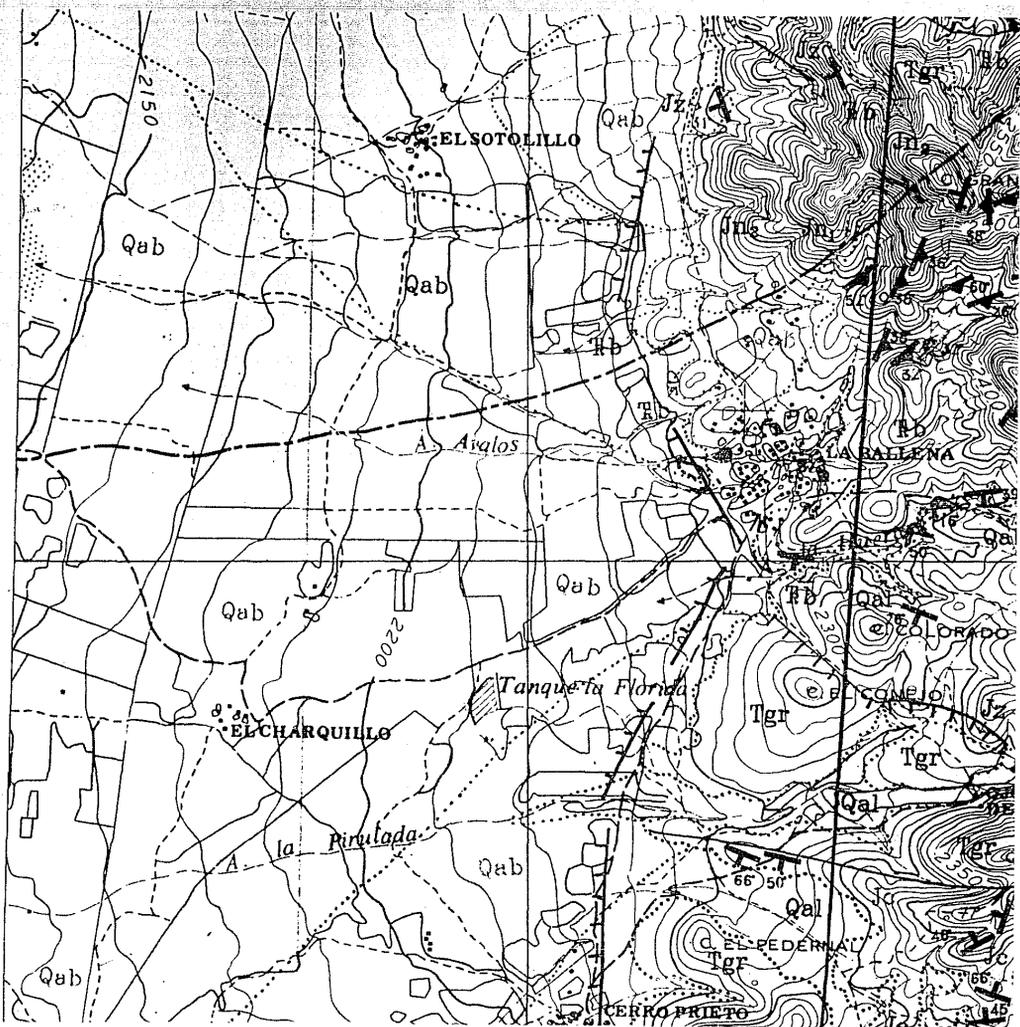
LOS VALORES DE CONVERGENCIA Y DECLINACION FUERON CALCULADOS PARA EL CENTRO DE LA HOJA.

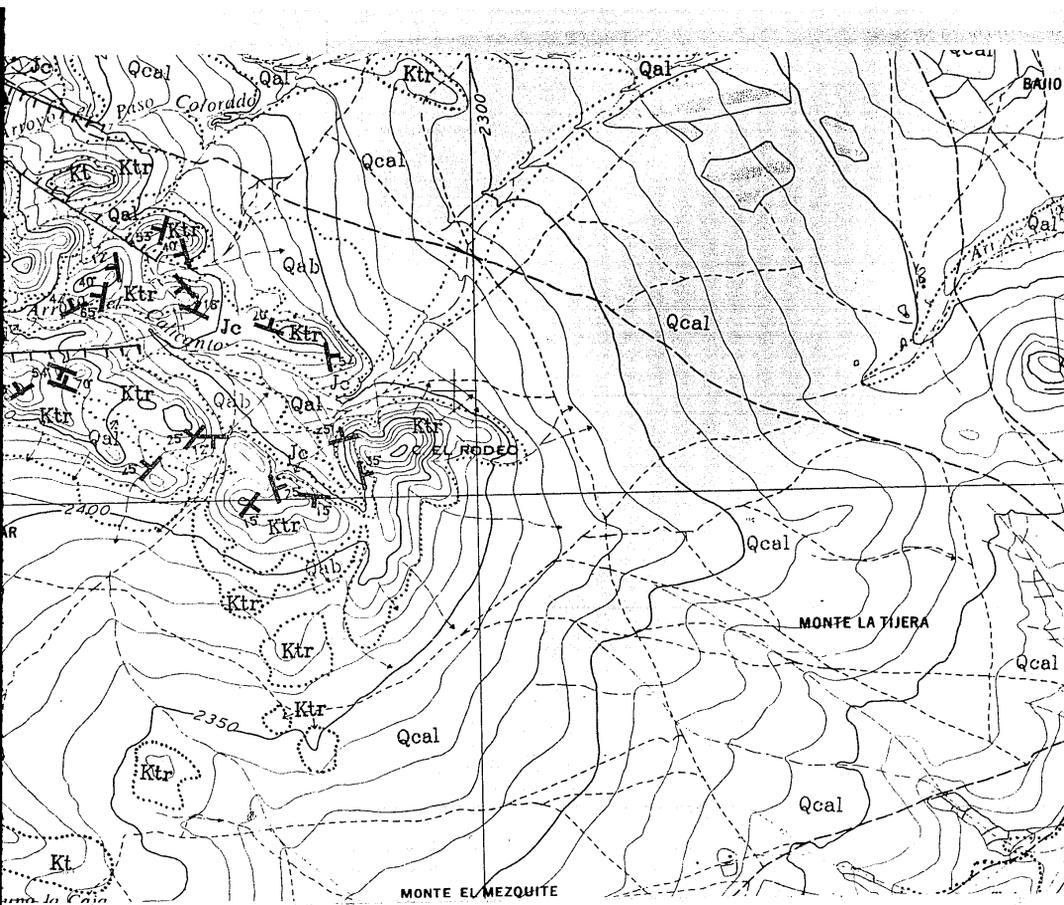
101°45'
2230'

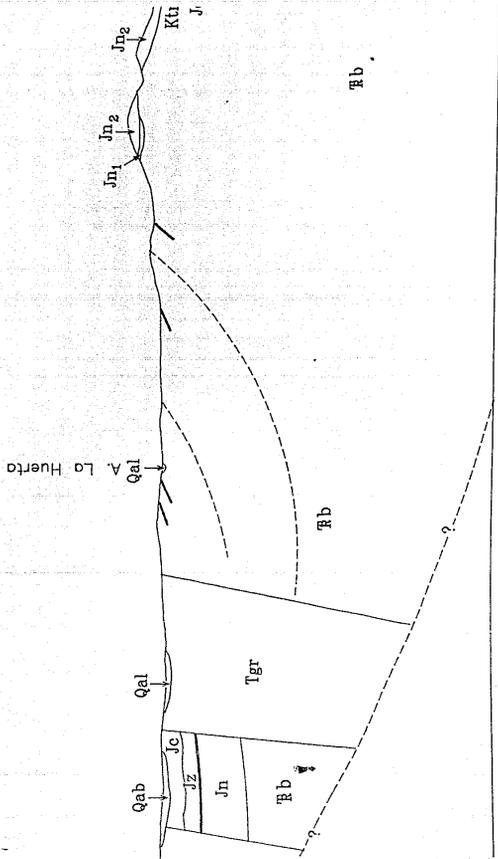
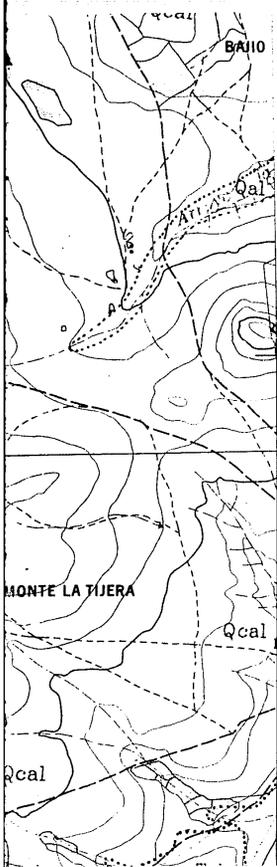




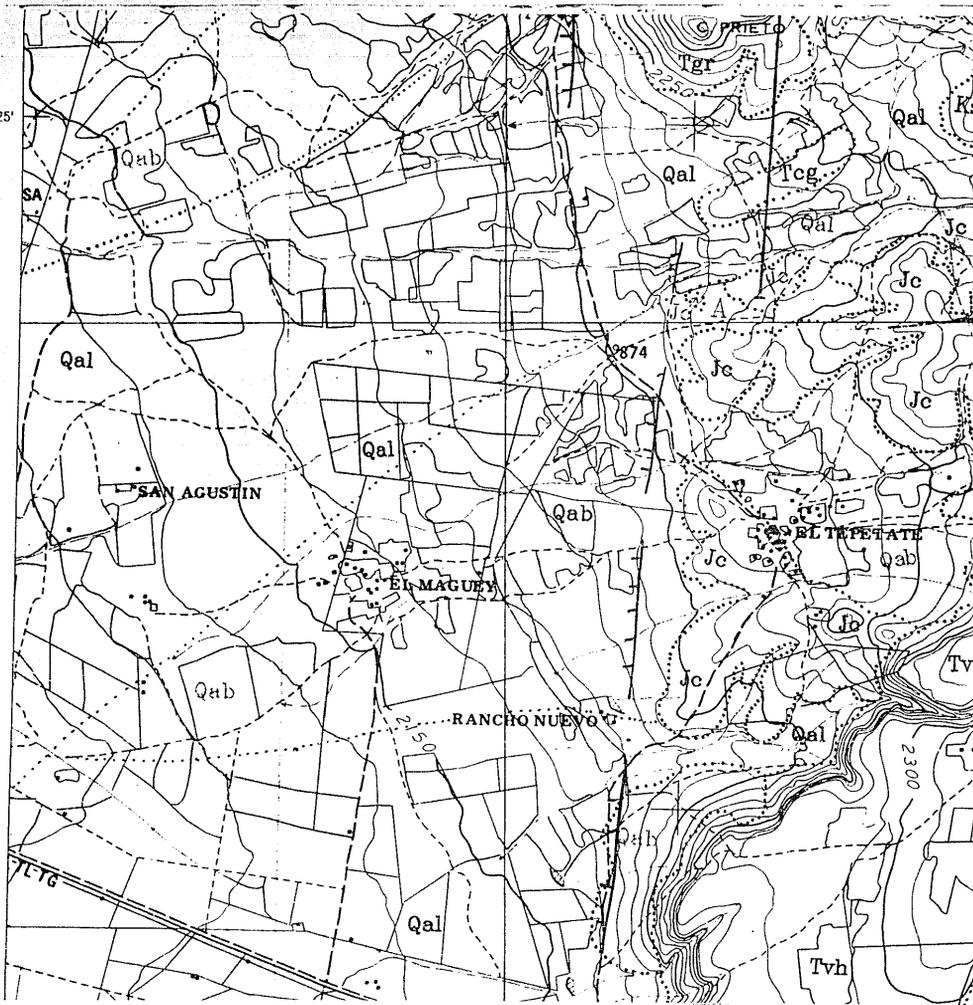


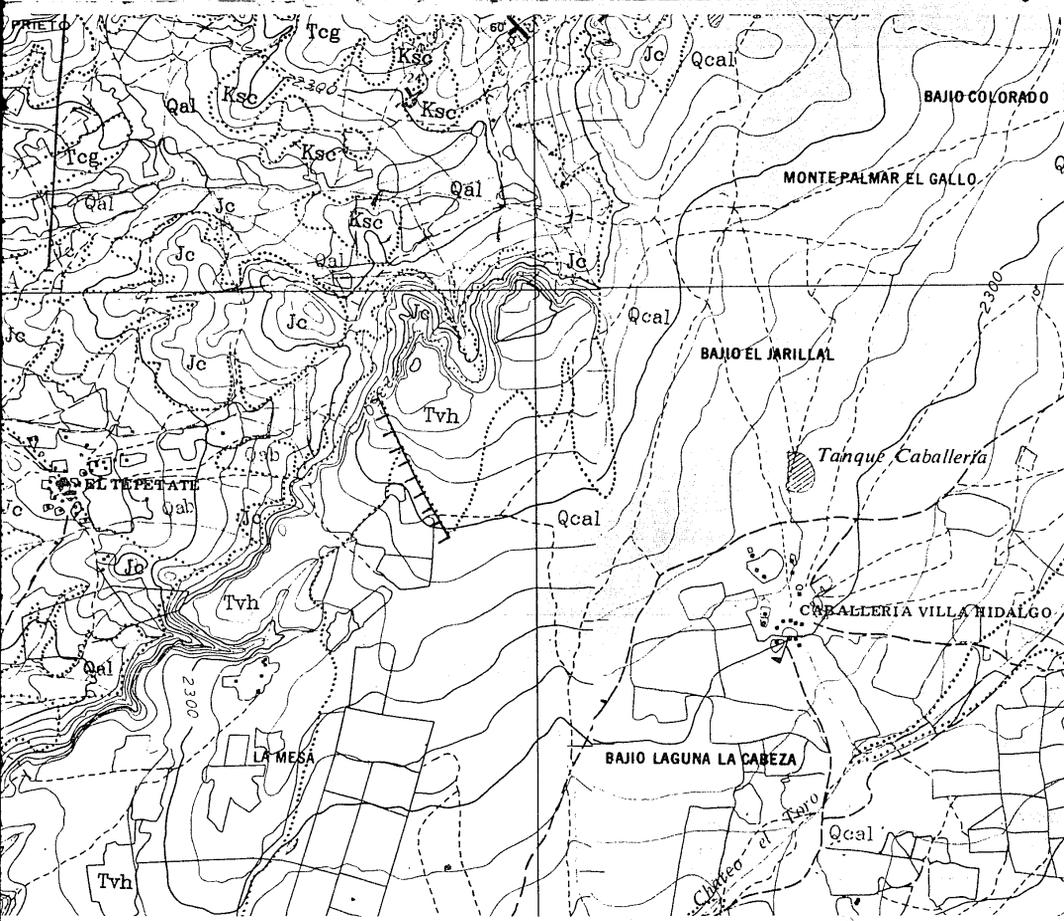


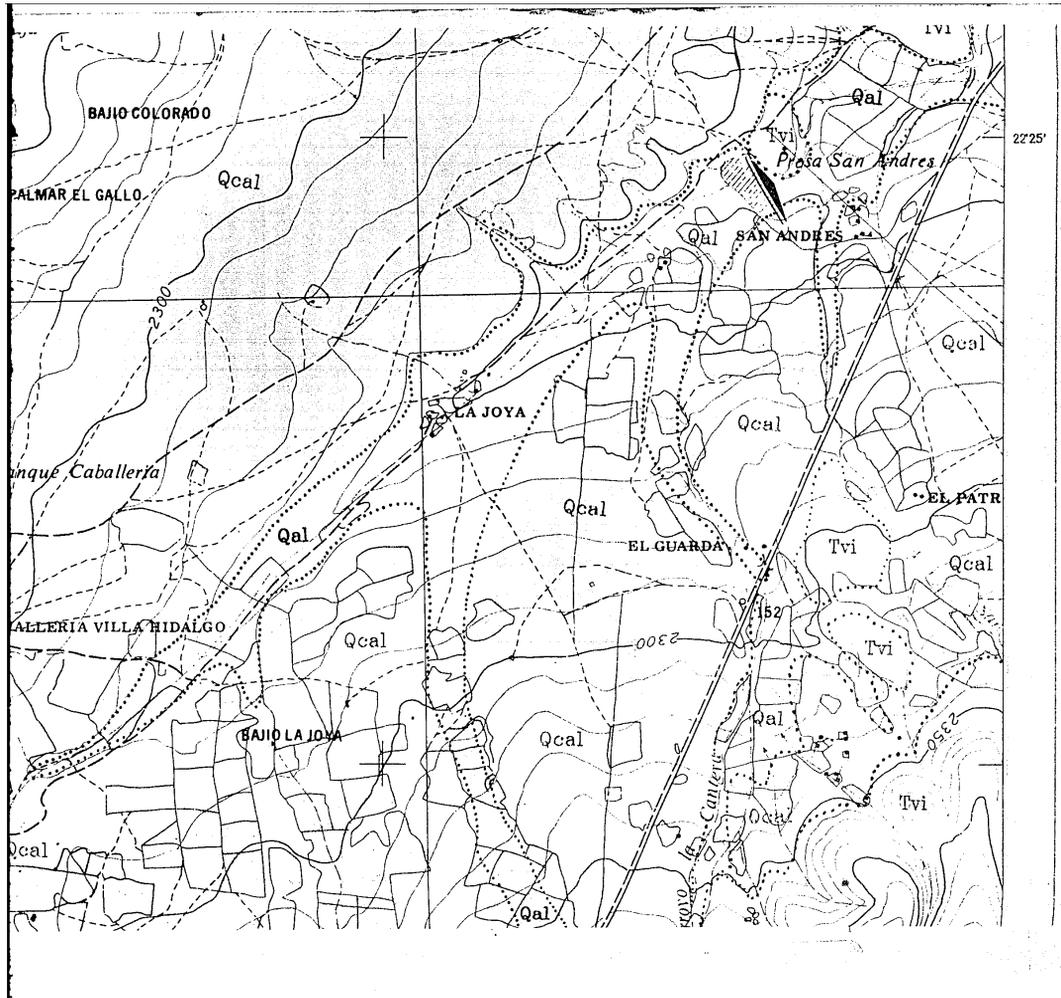


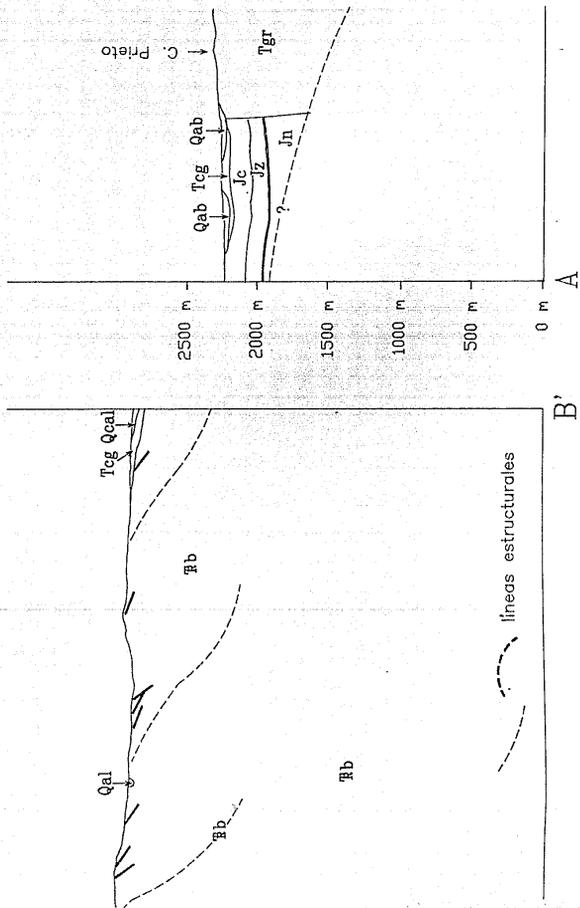
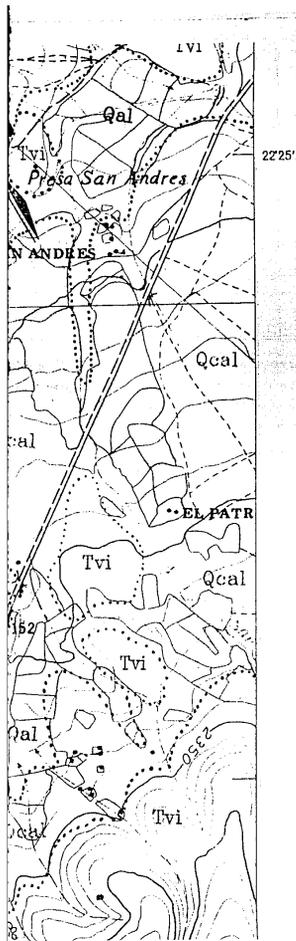


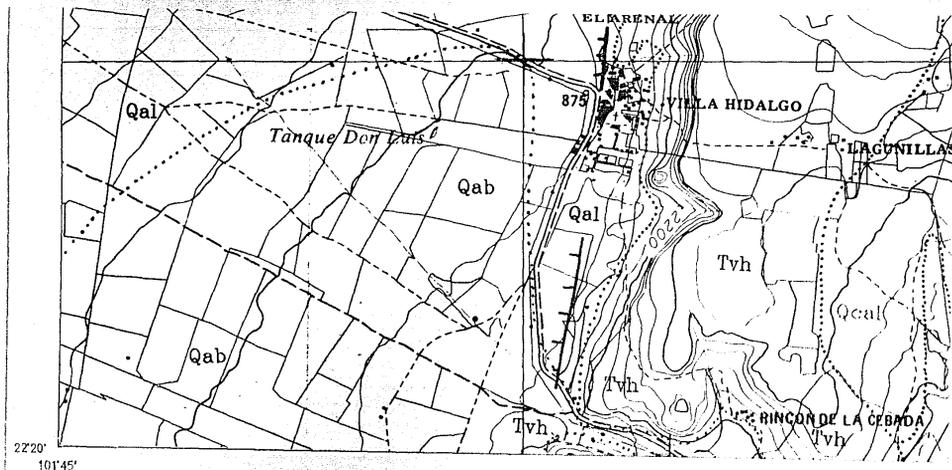
2225'











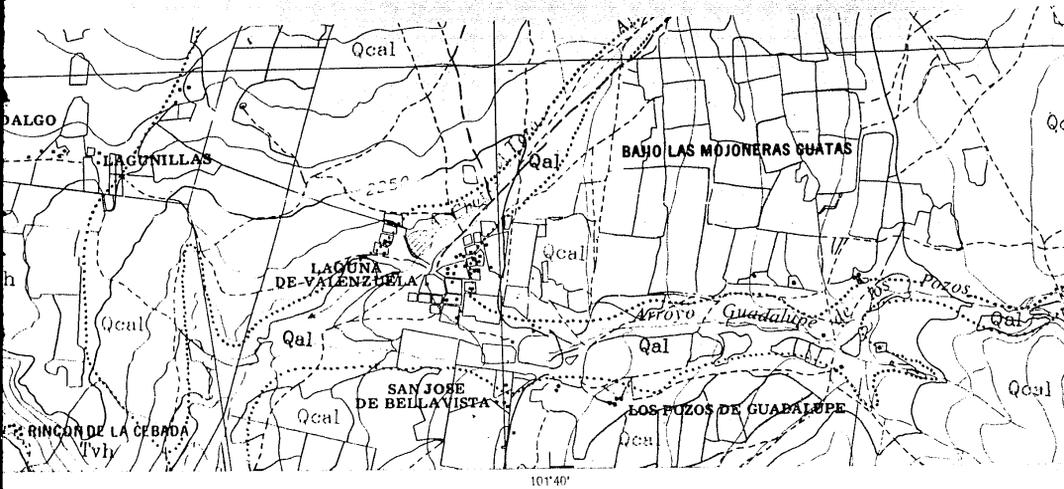
SIMBOLOGIA ESTRATIGRAFICA

F. La Caja		Tcg Conglomerado terciario		
Jc Indiferenciada		Tgr intrusivo granítico	Depósitos recientes	
Jc₃ M. Cimero		Tvi Rocas volcánicas indiferenciadas	Qla Locustre (*)	
Jc₂ M. Medio		Tvh Ignimbrita Villa Hidalgo	Qal Aluvial	
Jc₁ M. Basal		Ksc F. Caracal	Qab Abanico aluvial	
Jz F. Zuloga		Ksi F. Indidura	Qcal Caliche	
F. Nazas		Kcc F. Cuesta del Cura	Qbj F. Las Joyas (*)	
Jn₂ M. Clástico		Kt F. Tamauipás		
Jn₁ M. Volcánico		Ktr F. Taraises		
Ab F. La Ballena				

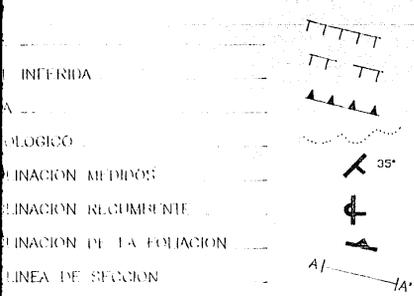
SIMBOLOS GEOL.

FALLA NORMAL	-----
FALLA NORMAL INFERIDA	-----
FALLA INVERSA	-----
CONTACTO GEOLOGICO	-----
RUMBO E INCLINACION MEDIOVA	-----
RUMBO E INCLINACION RECLUMBENTE	-----
RUMBO E INCLINACION DE LA FOLIACION	-----
EXTREMO DE LINEA DE SECCION	-----

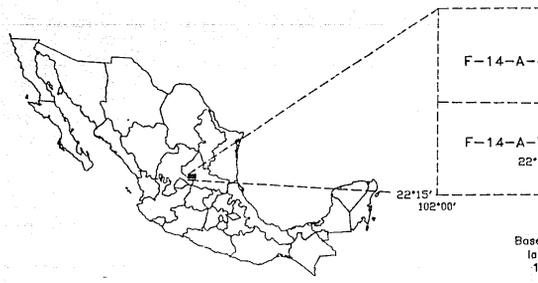
(*) Ahora en el área del mapa A.



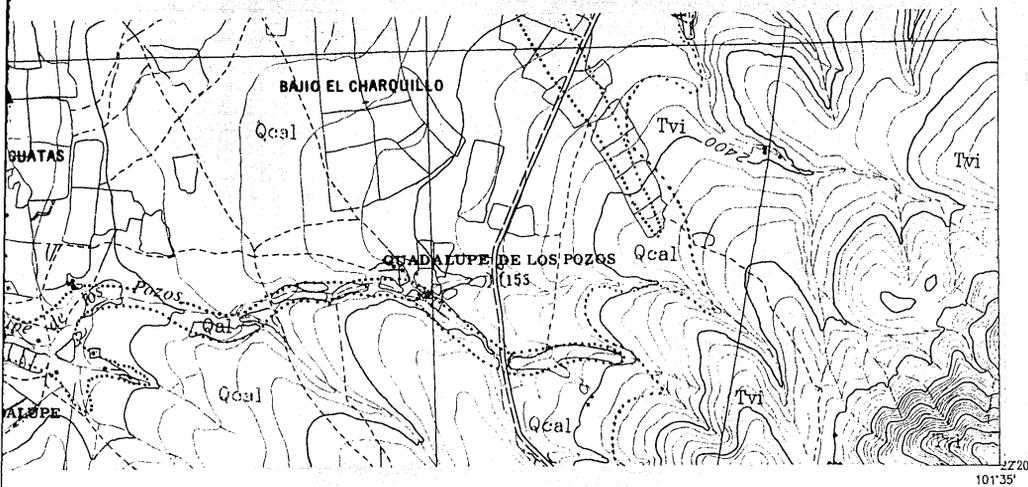
Símbolos Geológicos



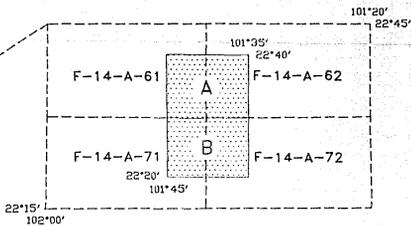
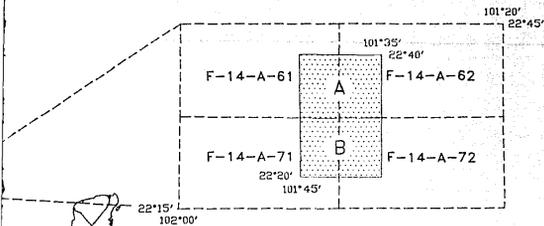
AREA DE ESTUDIO



Bos
la
1



AREA DE ESTUDIO

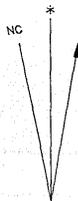


Base topográfica elaborada a partir de la cartografía topográfica a escala 1:50 000 de la CETENAL (1971).



ESCALA GRAFICA (km)

EQUIDISTANCIA ENTRE CURVAS DE NIVEL: 10 m.



CONVERGENCIA DE CUADRICULA

1°01'

DECLINACION MAGNETICA

7°50'

VARIACION MAGNETICA ANUAL

3.5'

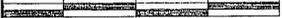
HACIA EL OESTE

LOS VALORES DE CONVERGENCIA Y DECLINACION FUERON CALCULADOS PARA EL CENTRO DE LA HOJA.



22'20"
101'35"

2 3



ALA GRAFICA (km)

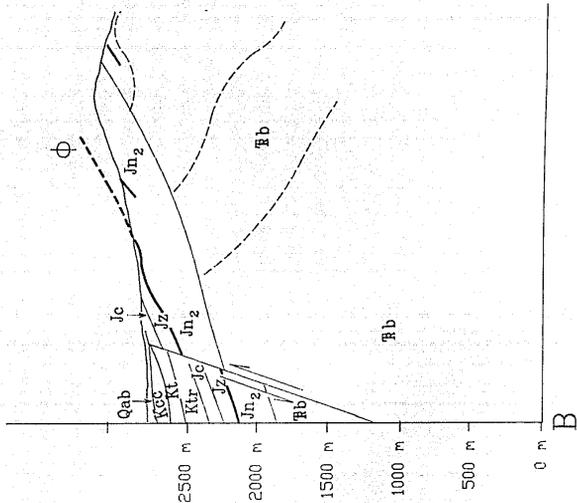
ENTRE CURVAS DE NIVEL: 10 m.

CONVERGENCIA DE CUADRICULA
1'01"

DECLINACION MAGNETICA
7'50"

VARIACION MAGNETICA ANUAL
3.5"
HACIA EL OESTE

LOS VALORES DE CONVERGENCIA Y
DECLINACION FUERON CALCULADOS
PARA EL CENTRO DE LA HOJA.



"ESTRATIGRAFIA Y ESTRUCTURAS TECTONICAS DE LA
SIERRA DE SALINAS, EDOS. DE S.L.P. Y ZAC."

CARTOGRAFIA GEOLOGICA (mapa B)
ESC. 1:25 000

FAC. DE CIENCIAS, UNAM. tesis de maestría

gilberto silva romo 1993