

01123
3



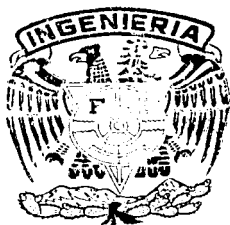
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

ESTUDIOS DE PROCEDENCIA DE LAS ROCAS CLASTICAS CENOZOICAS EN LA FRANJA TECOLUTLA-BARRA DE SANTA ANA, ESTADO DE VERACRUZ

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOLOGO
P R E S E N T A
FERNANDO (MIGUEL PEREZ)

DIRECTOR DE TESIS: M.C. GILBERTO SILVA ROMO



MEXICO, D.F.

2003

A

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-153

SR. FERNANDO MIGUEL PÉREZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor M. C. Gilberto Silva Romo y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

ESTUDIOS DE PROCEDENCIA DE LAS ROCAS CLÁSTICAS CENOZOICAS EN LA FRANJA TECOLUTLA-BARRA DE SANTA ANA, ESTADO DE VERACRUZ

	RESUMEN
I	INTRODUCCIÓN
II	GEOLOGÍA REGIONAL
III	GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO
IV	ESTUDIOS DE PROCEDENCIA
V	DISCUSIÓN DE RESULTADOS
VI	CONCLUSIONES
	BIBLIOGRAFÍA
	ANEXOS
	MAPA GEOLÓGICO



Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 4 de marzo de 2003
EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg


AGRADECIMIENTOS

Al M. C. Gilberto Silva Romo por su paciencia, por los conocimientos compartidos y calidad profesional durante la dirección de este trabajo.

Al Dr. Arturo Carranza Edwards, M. C. Baldomero Carrasco Velásquez, Ing. Alfredo Victoria Morales e Ing. Claudia Mendoza Rosales por sus observaciones que sirvieron para mejorar, enriquecer y alcanzar los objetivos de este trabajo.

A todo el personal académico y estudiantil que laboró en el Proyecto Barra de Nautla. Muy especialmente al M. C. Gilberto Silva y a la Ing. Claudia Mendoza quienes me invitaron a participar en dicho proyecto.

A los Ingenieros Emiliano Campos Madrigal, Ing. Juan Carlos Cruz Ocampo, Ing. Alfredo Victoria Morales e Ing. Ma. de la Paz Hernández Rivero; por todas sus lecciones en campo y en gabinete.

Al responsable del Proyecto Barra de Nautla, Ing. Claudia Mendoza Rosales y a los Srs. Isaac Abimelec Farraz Montes y Adán Castro Flores por las facilidades en el uso del Mapa de dicho informe, así como por sus consejos en mis comienzos con AutoCAD.

A mis profesores de la Prepa: Heriberto Córtes, María Alba González y Rocío Carrasco; por sus enseñanzas y consejos.

A los Ing. Juan Carlos Cruz Ocampo, Ing. Alfredo Victoria Morales e Ing. Mayumi A. Cabrera Ramírez, por su continua asesoría durante el trabajo petrográfico.

Al Dr. Javier Aguillón Martínez, al Ing. Yukihiro Minami Koyama y al Ing. Juan Ocariz Castelazo por todas sus enseñanzas.

A la Sra. Carmen Arroyo por las facilidades durante mi estancia en las instalaciones de salón 400.

Al Sr. Salvador Ruiz Yáñez por las innumerables veces que me facilito los trámites, manejo de material de trabajo y manejo del material muestreado en campo. Al Sr. Juan José Hernández por su continua asesoría y la disponibilidad para el uso del equipo contador de puntos. Al Sr. Jorge A. Cuevas Trejo por su ayuda y prestancia en el trabajo de laminación.

Agradezco a todos aquellos quienes me preguntaban continuamente y con insistencia
¿Cuándo está esa tesis?

Agradezco la compañía y amistad de todos mis compañeros de carrera con quienes compartí prácticas de campo y sesiones de clase: Guadalupe Alvarado, Isaías Jiménez, Irasema Olvera, Héctor Cabadas, Alexis Aguilar, Amelia Castro, Verónica Osorio, Gerardo Ochoa, Juan Carlos Villareal, José Luis Fernández, Wendy Morales, Miriam Osorio, Giovanni Sosa, Benjamín Domínguez, Yardenia Martínez, Marcos Luna, Miguel Ángel Guizar, Claudia González, Noé Guadarrama, Claudia Hernández, José Manuel Morales, Esther Leiva, Gonzalo Condado, Alejandra Mayo, Laura Higuera, Aldo Ramos, Jonathan González, Fermin Morales(†).

A mis compañeros del CBTIS 48 con quienes compartí muy gratos momentos Guadalupe Cruz, Sergio Garduza, Ericka Michell, Pablo Aguilar, Edith Cruz, Elizabeth Torres, Marcelo Guzmán, Miguel Ángel Sigales, Ernesto López, Darinel Maximino.

A mis alumnos del verano 2000, a mis alumnos de siempre Abraham e Ingrid Torres, Cinthya Suárez.

A la Facultad de Ingeniería y la Universidad Nacional Autónoma de México por permitirme en sus aulas, prepararme profesionalmente, formarme como ser humano y convertirme en un buen ciudadano.

A la Sociedad Mexicana porque con sus impuestos, costea la Educación Superior de la que ahora soy beneficiario y asumo el compromiso de devolver un poco de lo que soy depositario.

D E D I C A T O R I A S

Es la memoria de mi padre. Para que en donde quiera que esté se sienta orgulloso de su legado.

Es mi madre, quien con su paciencia y nobles consejos, siempre me ha animado a seguir adelante.

Es mis hermanos Verónica y Octavio, porque sin su apoyo en los tragos amargos la vida no tendría sentido.

Es toda la familia Miguel, quienes con sus bromas, consejos, apoyo y compañía en los momentos difíciles me han hecho sentir cobijado y orgulloso de pertenecer a ella.

Quien puede dudar que conduce a los peores desordenes al pretender que intelectos libres creados libres por Dios deban someterse servilmente a la voluntad de otros: cuando se nos ordena negar la evidencia de nuestros sentidos y de sujetarnos al capricho de otros; cuando personas desprovistas de toda competencia se constituyen en jueces de los expertos y se consideran autorizados a tratarlos a su arbitrio. He aquí las novedades que pueden arruinar a los Estados y trastornar a la sociedad.

Dialogo de las Ciencias Naturales (Galileo Galilei)

Una máquina puede hacer las tareas de cincuenta hombres ordinarios, pero ninguna es capaz de realizar el trabajo de un hombre extraordinario.

Elbert Hubbard

La valentía no se limita al campo de batalla, también están las pruebas internas como la de ser fieles cuando nadie nos mira, como la de soportar el dolor cuando la habitación se halla vacía, o la de quedarnos solos cuando nadie nos comprende.

Charles Swindoll

Después de todo, el hombre es ese ser que ha inventado las cámaras de gas de Auschwitz, pero también es ese ser que ha entrado en esas cámaras con la cabeza erguida y el Padrenuestro o el *Shema Yisrael* en sus labios.

David Frankl

... Por ti han pasado en vano dieciocho siglos, consagrados a la sublimación del espíritu. Y esta egoísta sociedad que ha permitido tal abandono, ¿Qué nombre merece? Te ha dejado crecer en la soledad de unas minas sin enseñarte una letra, sin hacerte conocer las conquistas más preciosas de la inteligencia, las verdades más elementales que hoy gobiernan el mundo;...

B. Pérez Galdós

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN -----	1
CAPÍTULO 1.- INTRODUCCIÓN -----	2
Antecedentes-----	2
Objetivos -----	2
Método de trabajo-----	2
Cartografía -----	2
Petrografía -----	3
Localización del área -----	4
Vías de comunicación -----	7
Datos socio-demográficos -----	7
Clima y vegetación -----	9
Fisiografía -----	10
Hidrografía -----	10
Geometría de las corrientes -----	11
Estudios previos en el área -----	12
Litoestratigráficos y Cartográficos -----	12
Sedimentológicos y de Procedencia -----	16
CAPÍTULO 2.- GEOLOGÍA REGIONAL -----	17
El Río Nautla -----	17
La Cuenca Tampico-Misantla -----	17
Evolución de la cuenca -----	18
CAPÍTULO 3.- GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO -----	22
Estratigrafía -----	22
Unidades Estratigráficas -----	24
Eoceno -----	24
Formación Guayabal -----	24
Formación Tantoyuca -----	27

Mioceno -----	30
Formación Escolín -----	30
Formación Tuxpan -----	32
Plio-Cuaternario -----	34
Conglomerado Gutiérrez Zamora -----	34
Cuaternario -----	36
Depósitos aluviales -----	36
Depósitos de terrazas -----	36
Depósitos indiferenciados -----	36
Rocas Ígneas -----	37
Intrusivo Espaldilla -----	37
Plioceno -----	38
Unidad Juchique -----	38
Unidad Colipa -----	40
Plio-Cuaternario -----	42
Basalto Santa Ana -----	42
Basalto Poza Rica -----	44
Basalto San Rafael -----	45
Toba Los Faisanes -----	46
Río Nautla -----	47
Aplicaciones económicas -----	47

CAPÍTULO 4.- ESTUDIOS DE PROCEDENCIA ----- 48

Procedencia -----	48
Cuencas sedimentarias -----	49
Aspectos conceptuales e históricos de los EP -----	49
Uniformismo -----	53
Discusión respecto al tamaño del grano en el conteo de puntos -----	53
Tipos de granos -----	54
Tipos de Diagramas -----	56
Tipos de Procedencia -----	57
Bloques continentales -----	58
Cratón estable -----	58
Basamento exhumado -----	59
Arco Magmático -----	62
Orógeno Reciclado -----	63

Complejo de subducción -----	64
Orógeno de colisión -----	64
Antepaís exhumado -----	65
Areniscas a través del tiempo geológico -----	66
Aplicaciones -----	67
Algunos trabajos en México de Estudios de Procedencia ----	67
Estudios de procedencia en la zona de estudio -----	68
CAPÍTULO 5.- DISCUSIÓN DE RESULTADOS -----	70
Selección de las areniscas a estudiar -----	70
Resultados petrográficos -----	73
Descripción de los clastos -----	73
Observaciones petrográficas -----	76
Procedencia de las areniscas de acuerdo al Dt-QFL -----	79
Discusión de resultados -----	79
Evolución del depósito -----	90
CAPÍTULO 6.- CONCLUSIONES -----	94
Conclusiones -----	94
Recomendaciones -----	95
BIBLIOGRAFÍA -----	97
APÉNDICE PETROGRÁFICO -----	102
ANEXOS	
Mapa geológico	

ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO 1

1.1 Localización de pozos -----	16
---------------------------------	----

CAPÍTULO 3

3.1 Tabla de correlación -----	23
--------------------------------	----

CAPÍTULO 4

4.1 Resumen de los tipos de procedencia y sus características más notables -----	61
---	----

CAPÍTULO 5

5.1 Muestras Analizadas -----	72
5.2 Tipos de clastos usados para el Conteo -----	72
5.3 Resumen de las características -----	77
5.4 Resultado del proceso de conteo de puntos -----	78

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

1.1 Localización del área de estudio -----	5
1.2 Cartas topográficas en las que se encuentra el área de estudio	6
1.3 Vías de comunicación -----	8
1.4 Trabajos previos -----	13

CAPÍTULO 2

2.1 Evolución tectonosedimentaria de la Cuenca Tampico-Misantla -----	19
--	----

CAPÍTULO 3

3.1 Tabla de correlación estratigráfica -----	23
---	----

CAPÍTULO 4

4.1 Tipos de Procedencia -----	57
--------------------------------	----

CAPÍTULO 5

5.1 Localización de todas las muestras -----	71
5.2 Comparación de todos los tipos de granos -----	80
5.3 Comparación de los porcentajes normalizados -----	81
5.4 Clasificación de la procedencia -----	82
5.5 Comparación entre los clastos de cuarzo -----	85
5.6 Evolución del depósito -----	92

ÍNDICE DE FOTOS

CAPÍTULO 3

3.1 Afloramiento de la Fm. Guayabal -----	25
3.2 Afloramiento en la Fm. Tantoyuca -----	29
3.3 Coral en la Fm. Tantoyuca -----	29
3.4 Afloramiento de la Unidad Juchique -----	39
3.5 Afloramiento de la Unidad Colipa -----	40
3.6 Basaltos columnares del Basalto Santa Ana -----	42

RESUMEN

Se presenta un estudio de procedencia de areniscas contenidas en las unidades estratigráficas expuestas en el área correspondiente al Estudio Geológico Barra de Nautla. De dicho trabajo se presenta una síntesis de la información geológica del área y se anexa también un mapa geológico a escala 1 : 100 000, simplificado de su original. Este mapa representa 2080 Km² de la zona costera del centro-norte del Estado de Veracruz; entre el Río Tecolutla y la Barra Santa Ana.

En el área se puede hacer una división geológica-geomorfológica, con base en el Río Nautla. Al noroeste del río se encuentran formaciones del Mioceno compuestas principalmente de arenas de grano fino y lutitas, las cuales tienen pendientes suaves. Al sureste de este río, existen afloramientos del Eoceno de las formaciones Guayabal y Tantoyuca, los cuales están cubiertos discordantemente por depósitos volcánicos y vulcano-sedimentarios. Esto imprime un relieve abrupto, con valles angostos.

Se estudiaron ocho muestras con el método de conteo de puntos. Cuatro pertenecen al Eoceno y cuatro al Mioceno. Cuando se grafica en los diagramas ternarios QFL y QmFLt se observa una clara agrupación por edad entre las muestras. La procedencia obtenida para todas las areniscas es de Orógeno Reciclado, siendo la fuente de aporte de los detritos, las formaciones jurásico-cretácicas de la Sierra Madre Oriental.

La diferencia principal es su ubicación en los diagramas ternarios de discriminación tectónica; las muestras del Eoceno se ubican cerca del vértice de los líticos, debido al elevado porcentaje de fragmentos inestables de micrita; en el Mioceno los fragmentos resistentes de cuarzo aumentan en proporción. Este comportamiento permite tener elementos para interpretar un aumento en los efectos del transporte, en la cuenca en la que se depositaron las formaciones de la Cuenca Tampico-Misantla. Además el enriquecimiento relativo de cuarzo observado en el Mioceno, es favorecido por las condiciones de tectónica pasiva, las cuales no se presentaron en el Eoceno.

CAPITULO 1.- INTRODUCCIÓN

ANTECEDENTES

En la planicie costera hasta el frente de la Sierra Madre Oriental, aflora una secuencia cenozoica de areniscas siliciclásticas poco deformadas. Mientras que la Sierra Madre Oriental está conformada por una secuencia mesozoica principalmente de carácter carbonatado muy deformada. Dicha secuencia cenozoica ha sido poco estudiada en esta zona. Se analizará el registro rocoso cenozoico y se hará una caracterización petrográfica de las formaciones que afloran, para conocer el tipo y proporción de los detritos que componen estas areniscas. La importancia de conocer tipo y proporción de los detritos en las areniscas sirve para hacer interpretaciones de procedencia, las cuales permiten posteriormente establecer modelos paleogeográficos.

OBJETIVOS

- Con el método de conteo de puntos conocer la abundancia de cuarzo, feldespatos y líticos en las formaciones siliciclásticas cenozoicas de la zona.
- Comparando resultados, determinar si existe alguna diferencia entre las formaciones eocénicas de las miocénicas.
- Asignar el tipo de procedencia utilizando un diagrama de discriminación tectónica.

MÉTODO DE TRABAJO

Esta tesis se realizó de manera simultánea al desarrollo del "Estudio Geológico Barra de Nautla" (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002); proyecto de cartografía geológica suscrito entre la Facultad de Ingeniería y PEMEX, a través del Activo Misantra Golfo de México (AMGM). Cuyo objetivo fue elaborar la cartografía geológica a detalle a escala 1: 50 000.

CARTOGRAFÍA

Se realizó una visita de reconocimiento previo al área los días 12 al 24 de agosto de 2002. Posteriormente se realizaron estudios fotogeológicos y geomorfológicos, para determinar unidades cartográficas con base a su expresión fotogeológica, se construyó un mapa preliminar y después se realizaron cinco visitas de verificación de campo. Para

la elaboración de mapa geológico preliminar se utilizaron fotografías aéreas escala 1 : 37 500 en la zona norte y centro-sur, mientras que en la porción sur-suroeste se dispuso de fotografías a escala 1 : 75 000. Los contactos que se trazaron en dichas fotografías fueron transferidos a ortofotos digitales en formato TIF, las cuales sirvieron después para armar un mosaico con todas ellas y elaborar el mapa geológico. Estas ortofotos fueron facilitadas por el AMGM y cada ortofoto tenía un cubrimiento cartográfico de 15000 m x 15000 m. Se denotaban por un apocopé de las coordenadas de su esquina noroeste, expresadas en coordenadas Universal Transverso de Mercator (UTM). La planta topográfica fue adquirida en el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI) y consistía de información vectorial de los diferentes atributos topográficos y toponímicos *i. e.* curvas de nivel, cota de las curvas maestras, rasgos hidrográficos lineales y areales, ciudades, vías de comunicación. El corte y pegado digital de la parte respectiva que cada hoja topográfica aportaba fue realizado en el programa Corel Draw y el posterior referenciamiento fue realizado con el software Surfer 8.0. Finalmente el trazado de contactos, rellenos de ellos e impresión final fueron realizados en AutoCAD Map 2000. El mapa geológico fue impreso a escala 1 : 100 000, se utilizó la Proyección Universal Transversa de Mercator como sistema de proyección y se utilizó como Elipsoide de Referencia el sistema ITRF92.

Se consultó el Archivo Técnico de PEMEX en Poza Rica de donde se obtuvieron informes internos inéditos acerca de la Cartografía Geológica de la zona, Informes Geológicos y Estudios Bioestratigráficos de pozos realizados durante la perforación de estos. Se consultaron también algunos Estudios Bioestratigráficos recientemente realizados a pozos perforados anteriormente; los cuales fueron realizados por el AMGM debido al interés de información útil en la caracterización de las posibilidades productoras del Cubo Sísmico Lankahuasa. Los pozos reestudiados son los más cercanos al pozo exploratorio Lankahuasa 1.

Durante las visitas a campo, se realizaron descripciones de afloramientos y se colectaron muestras para estudios petrográficos. Este trabajo y los estudios fotogeológicos permitieron caracterizar las formaciones de la zona. La mayoría de los afloramientos visitados se encuentran sobre los diferentes caminos que comunican a la zona. Se analizaron también afloramientos sobre el cauce de algunos ríos.

PETROGRAFÍA

Para el Estudio Petrográfico, se utilizó un microscopio petrográfico-minerográfico de platina giratoria y tubo monocular marca Carl Zeiss modelo Axiolab; junto con este

equipo se ocupó también una cámara digital Sony EXWAVE HAD y el software AxioVisión 3.0 como Analizador de Imágenes. En este equipo se hizo una estimación previa del porcentaje de cada tipo de clasto en las areniscas estudiadas. Algunas muestras fueron teñidas con Rojo de Alizarina, para reconocer la presencia de cristales de dolomita. Para determinar cuantitativamente los porcentajes de los tipos de granos en las areniscas se utilizó el Método de Conteo de Puntos en láminas delgadas, para ello se usó un Microscopio Petrográfico-Minerográfico de polarización marca Leitz modelo SM-LUX-POL con platina giratoria y tubo binocular; para mover la lámina delgada y hacer el registro de cada tipo de grano existente, se utilizó un Contador Automático de Puntos marca Swift (Basingstoke England) modelo E. Los equipos utilizados se encuentran en los laboratorios de la Facultad de Ingeniería de la UNAM.

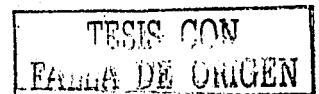
LOCALIZACIÓN DEL ÁREA

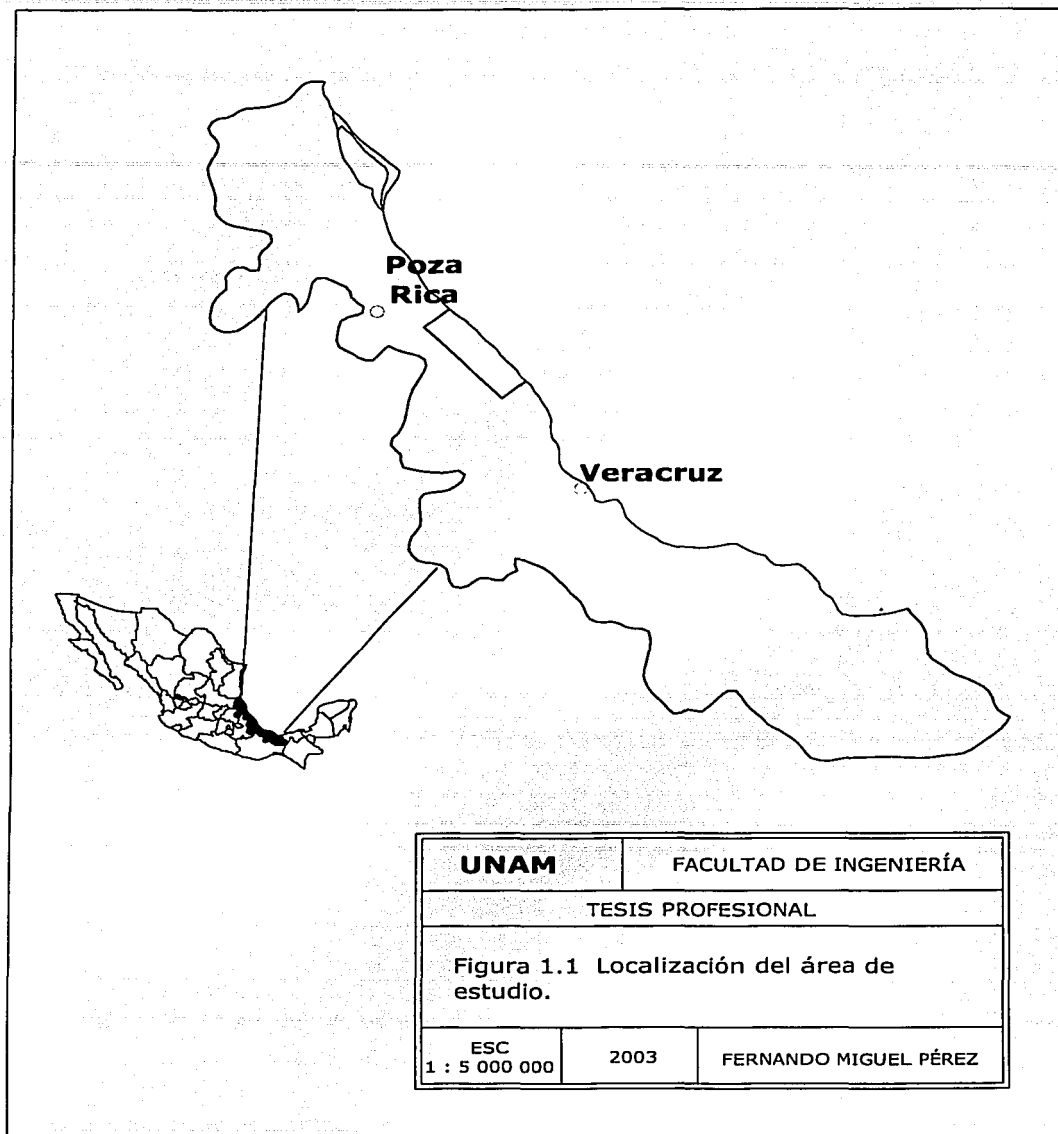
El área de estudio se encuentra en la porción centro-norte del estado de Veracruz (Fig. 1.1). Las coordenadas de los vértices del área son:

Vértices	Latitud Norte	Longitud Oeste
Norte	20° 30' 13''	097° 01' 49''
Sur	19° 45' 47''	096° 40' 23''
Este	19° 53' 54''	096° 30' 01''
Oeste	20° 21' 38''	097° 12' 19''

La zona de estudio comprende aproximadamente 2080 Km² y queda comprendida dentro de las siguientes siete cartas topográficas escala 1 : 50 000 (INEGI 1988a, 1988b, 1989, 1992, 1995, 2000a y 2000b; Fig. 1.2):

Carta Topográficas	Nombre
F14D76	Papantla
F14D77	La Guadalupe
F14D86	Martínez de la Torre
F14D87	San Rafael
F14D88	Vega de Alatorre
E14B17	Misantla
E14B18	Villa Emilio Carranza



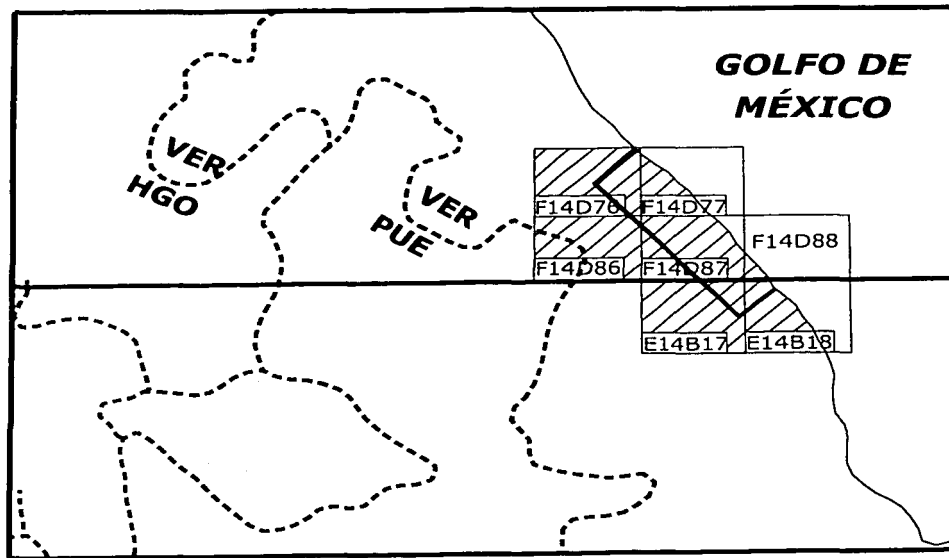


TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

99 °

96 °

21 °



20 °

19 °

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Leyenda

- Límite estatal
- Línea de costa
- Límite de la zona de estudio
- F14D88 Clave de la Carta
- 21 ° Coordenadas Geográficas
- Carta Topográfica Esc 1 : 50 000

UNAM	FACULTAD DE INGENIERÍA	
TESIS PROFESIONAL		
Figura 1.2 Cartas topográficas y los límites de la zona de estudio.		
ESC 1: 2 500 000	2003	FERNANDO MIGUEL PÉREZ

El área colinda al norte con el Río Tecolutla, al sur la zona tiene como límite el poblado de Santa Ana y al este colinda con el Golfo de México. A partir de la línea de costa, que tiene un trazo casi rectilíneo excepto en la desembocadura de algunos ríos, el límite oeste se encuentra aproximadamente a 25 Km en una franja paralela a la línea de costa.

VÍAS DE COMUNICACIÓN

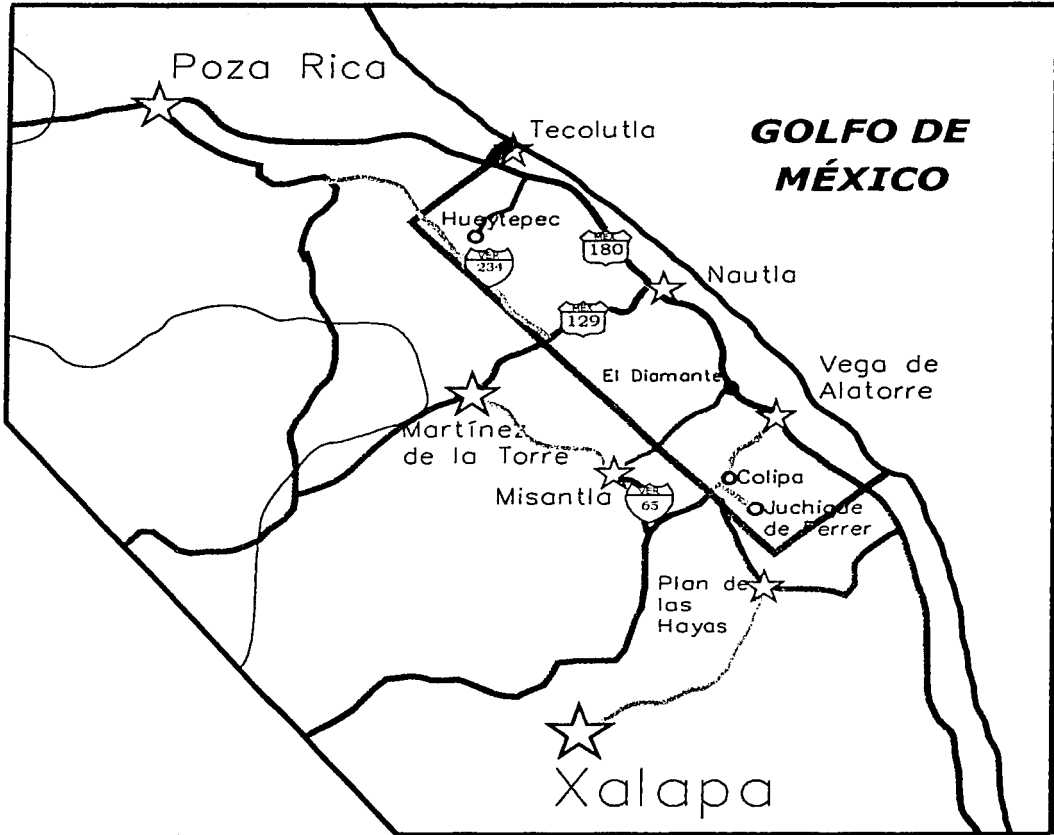
La zona se encuentra bien comunicada por carreteras federales, estatales y una extensa red de caminos de terracería. A la zona es posible llegar desde la Ciudad de México por la Carretera México 130 vía Poza Rica; desde el Puerto de Veracruz por la carretera federal México 180. Se puede llegar también desde la ciudad de Perote por la carretera Federal México 129 vía Altotonga, esta carretera llega hasta el Puerto de Nautla. Asimismo es posible llegar a la zona por la carretera estatal Veracruz 65, vía Xalapa. (Guía Roji, 2000).

Dentro de la zona, la carretera costera del Golfo (México 180) recorre todo el sector oriental y tiene un trazo casi paralelo a la línea de costa. La carretera federal México 129 que comunica el puerto de Nautla con Martínez de la Torre está ubicada en la ribera norte del Río Nautla. La carretera Veracruz 234 cruza la zona en el sector poniente e interseca a la Carretera México 129 en el Pueblo de María de la Torre. La carretera estatal Veracruz 65 que comunica a la Ciudad de Xalapa Enríquez con Misantla, está ubicada en el extremo suroeste de la zona de estudio (Fig. 1.3).

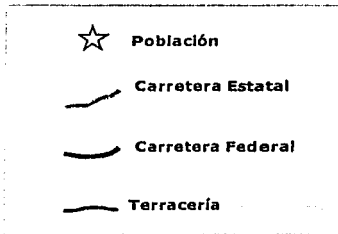
Hay caminos de terracería que comunican a ciudades como Juchique de Ferrer, Vega de Alatorre, Emilio Carranza, Puntilla Aldama, Nautla, Hueytepec, con rancherías cercanas. Estos últimos transitables principalmente en estaciones de estiaje. Ya que en época de fuerte precipitación pluvial los vados son anegados, lo que impide transitar por ellos.

DATOS SOCIO-DEMOGRÁFICOS

Las ciudades más importantes desde un punto de vista demográfico son Gutiérrez Zamora, Tecolutla, Hueytepec, Nautla, San Rafael, Colipa, Vega de Alatorre, Villa Emilio Carranza, mencionadas de norte a sur. Fuera de la zona pero adyacentes a ella se encuentran Poza Rica al noroeste, Misantla y Martínez de la Torre al suroeste de la zona y Veracruz al sur-sureste.



TESIS CON FALLA DE ORIGEN



UNAM		FACULTAD DE INGENIERÍA	
TESIS PROFESIONAL			
Figura 1.3 Vías de comunicación (Tomado de Guía Roji, 2000)			
ESC 1: 1 000 000	2003	FERNANDO MIGUEL PÉREZ	

En la ciudad de Nautla se encuentra una Capitanía de Puerto. Este puerto está ubicado dentro de la Segunda Región Meteorológica del Golfo de México, que va de Punta Jérez a Punta Delgada y comprende los puertos de Tampico, Tuxpan y Nautla.

En la zona o muy cercanos a ella hay diferentes atractivos turísticos. Al centro del área de estudio se encuentra la zona hotelera conocida como "Costa Esmeralda", al norte el atractivo lo constituye la zona de Tecolutla. Muy cercano al borde noroeste se encuentra las ruinas arqueológicas de Tajín pertenecientes a la Cultura Totonaca. Donde además de la belleza arquitectónica de los vestigios arqueológicos se pueden admirar el espectáculo de los Voladores de Papanla.

En el área predominan actividades agrícolas y ganaderas. Durante las visitas a campo se observó que al sur del Río Nautla, extensas zonas han sido destinadas al pastoreo de ganado vacuno y lanar principalmente, mientras que al norte del río son muy abundantes los cultivos de árboles frutales como naranja, papaya y algunas plantas leñosas como caña y plátanos.

El área de estudio se encuentra al sur de la denominada Faja de Oro, zona de auge petrolero en la década de los 70. En el extremo noroeste se localizan algunos pozos petroleros del campo San Andrés; además de algunos pozos exploratorios cercanos a ciudades como Vega de Alatorre, Nautla y Arroyo Zarco (Ver mapa geológico).

CLIMA Y VEGETACIÓN

El clima de la zona de estudio tiene fuertes contrastes debido a las marcadas variaciones de altura, principalmente en la zona sur. Eso incide notablemente en el tipo de vegetación existente en la región. Mientras que al sur del Río Nautla se encuentran pastizales en zonas planas, hacia el norte de este, son abundantes los cultivos aún en pequeñas lomas.

El clima en la planicie costera es cálido, semicálido en la zona media y templado hacia la zona más suroccidental, donde hay alturas mayores a 1000 m. En el Golfo de México se presentan normalmente huracanes que suelen provocar graves inundaciones, así como fenómenos conocidos regionalmente como "nortes" que son fuertes corrientes de aire acompañadas de una disminución de la temperatura y un aumento de la presión atmosférica. Los huracanes se presentan normalmente en los meses de agosto a noviembre y los "nortes" en los meses de diciembre y enero.

En el municipio de Tecolutla la temperatura media anual es de 23.6 °C, su precipitación pluvial media anual es de 1494 mm; estos datos permiten tener una idea de la intensidad de estos factores climáticos.

La vegetación inducida de la región está compuesta por pastizales en la planicie costera y hacia las zonas con elevaciones mayores que 400 m se presentan algunas coníferas. En cuanto a la fauna silvestre de la región; en zonas cercanas a Nautla esta reportada la presencia de manatíes (Colmenero, 1991).

FISIOGRAFÍA

El área de estudio se encuentra en dos provincias fisiográficas. La mayor parte está localizada en la provincia fisiográfica de la Llanura Costera del Golfo Norte. Hacia el sur, en las cercanías de Vega de Alatorre y Villa Emilio Carranza donde el relieve es muy fuerte, la provincia fisiográfica correspondiente es el Eje Neovolcánico Mexicano.

En la porción sur-sureste se presentan las mayores alturas zonas como Sierra La Bandera al sur de Villa Emilio Carranza tienen alturas de 800 m y en una zona al sur de Juchique de Ferrer se presentan alturas mayores que 1000 m. Mientras que hacia el norte se presentan alturas menores que 200 m. Las mayores elevaciones en la zona norte son el Cerro Copelado y el Cerro Hueytepec (Ver mapa geológico).

Una de las observaciones fotogeológicas y de campo fue el aspecto de los valles por donde drenan los ríos Colipa, Juchique y Misantla; estos tienen un aspecto en V. Mientras que los ríos Nautla y Tecolutla así como sus tributarios, presentan cauces más amplios y menor gradiente (0.8 m/Km) topográfico (Self, 1975).

HIDROGRAFÍA

El área de estudio se encuentra drenada por los ríos Tecolutla, Nautla, Misantla, Colipa y Juchique, ordenados de norte a sur. Estos ríos tienen sus orígenes en las estribaciones orientales de la Sierra Madre Oriental. Los ríos Nautla y Tecolutla presentan meandros en las cercanías a su desembocadura en el Golfo de México. En las fotografías aéreas se observan en la desembocadura del Río Nautla meandros abandonados.

Al sur de Nautla, las corrientes que desembocan al Golfo de México, presentan en las cercanías a dicha desembocadura algunos meandros, los cuales tienen dimensiones menores a los que presentan el Río Nautla y el Río Tecolutla.

En la zona costera existen diferentes ambientes sedimentarios continentales y transicionales, producto de la interacción de las corrientes fluviales y las corrientes marinas. En aguas salobres es común encontrar manglares, como en las cercanías de Casitas.

GEOMETRÍA DE LAS CORRIENTES

Del Río Nautla hacia el norte las corrientes fluviales de primer orden tienen dimensiones longitudinales mayores que las correspondientes al sur; pero tienen menores gradientes. Se observa un cambio en la geometría del drenaje en esta zona; ya que las corrientes que drenan a unidades arcillosas (Formación Escolín) tienen un drenaje ortogonal o subortogonal, mientras que la Formación Tuxpan que es predominante-mente arenosa, el drenaje cambia a dendrítico. Localmente en los Cerros Dos Hermanos se observa un drenaje radial.

En ríos del sureste como el Juchique, Misantla y Colipa existen corrientes trenzadas, además un ligero análisis granulométrico de su carga, indica que estos tres ríos poseen mayor energía que el Nautla, pues transportan gravas, guijarros y en algunos casos cantos rodados. Los afluentes o tributarios de estos ríos tienen un patrón dendrítico de drenaje. En los ríos Misantla y Colipa, existen depósitos de terrazas. El orden del Río Misantla es 5, mientras que el de los ríos Colipa y Juchique es 4 (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

Al comparar los patrones de drenaje de las corrientes fluviales del área; se observa que se hacen más dendríticos de sur a norte.

Entre Barra de Palmas a Barra de Santa Ana, el drenaje se vuelve dendrítico en las cercanías de la costa; aunque aguas arriba en las corrientes de primer orden, tiene una geometría rectangular.

De manera muy local en la Sierra La Bandera en donde afloran secuencias volcániclasticas, el patrón de drenaje es rectangular a subrectangular. En esta zona los afluentes del Río Juchique tienen un gradiente mucho mayor que este último.

En la zona sureste hay tres lagunas (Laguna Chica, Laguna Grande y Laguna San Agustín) que son alimentadas superficialmente por corrientes que drenan las Unidades vulcanoclásticas Juchique, Colipa y Santa Ana.

Finalmente es posible apreciar cualitativamente que en la región al sureste del Río Nautla hay una mayor variación de alturas y una menor densidad de drenaje en comparación con el sector noreste del Río Nautla, en donde se observa una relación inversa.

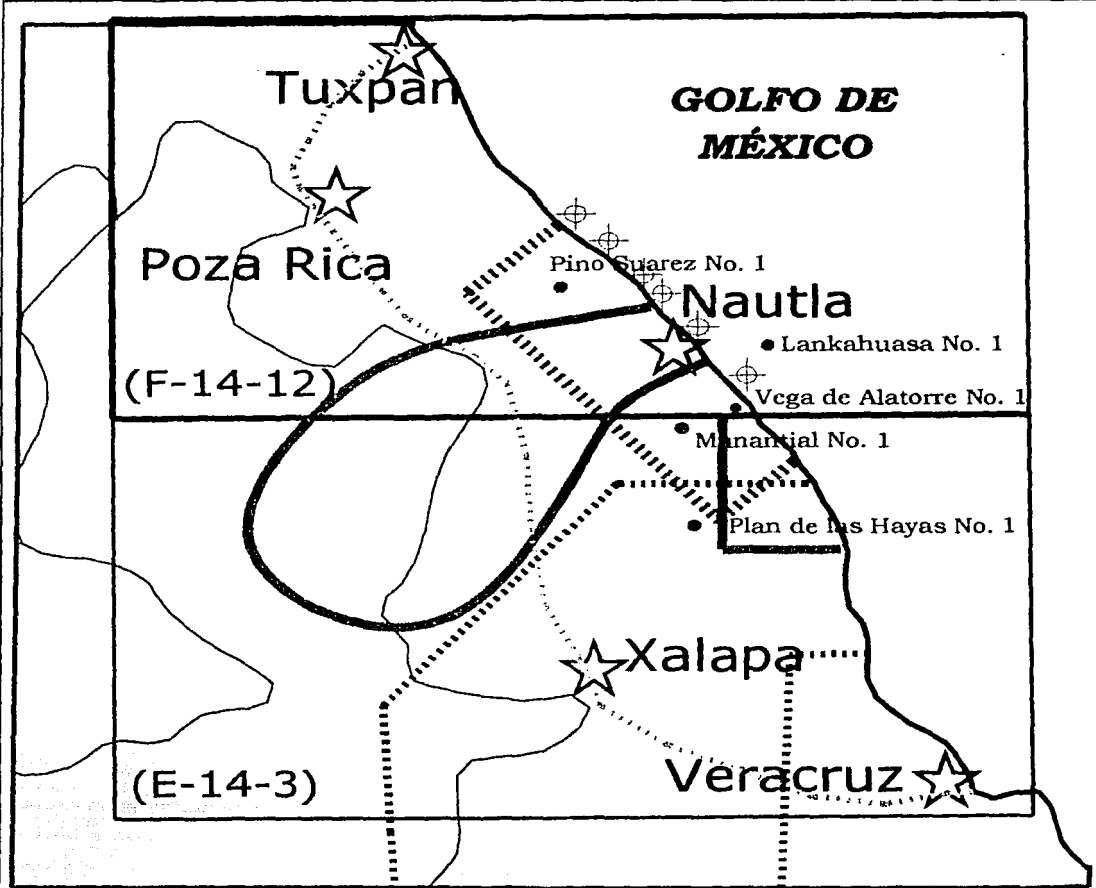
ESTUDIOS PREVIOS EN EL ÁREA

La mayoría de los estudios cartográficos en el área fueron realizados por PEMEX, con el objetivo de definir las secuencias susceptibles de explotación petrolera (Fig. 1.4).

LITOESTRATIGRÁFICOS Y CARTOGRÁFICOS

Singewald (1923), aporta datos acerca de afloramientos y las características petrológicas megascópicas y faunísticas de la columna encontrada durante dicho trabajo. También contribuye al conocimiento de las rocas volcánicas que afloran en dicha zona. Singewald (1923), reporta la Lutita Papagallos (Papagallos Shale) sobrepuesta a la Serie San Felipe e infrayaciendo a la Serie Chicontepec; menciona que en localidades en la cercanía de Yecuatla y Juchique de Ferrer aflora esta formación, dato que discrepa con los resultados reportados por la Facultad de Ingeniería UNAM (2002). Reporta también la existencia de la Serie Papantla ("Papantla Series"), se asume una edad superior a Oligoceno Temprano y descansa discordantemente sobre la Formación Alazán y la Formación Chicontepec. Esta unidad puede identificarse con las formaciones Tuxpan y Escolin reportadas en este trabajo y en el propio de la Facultad de Ingeniería UNAM (2002).

López Ramos (1956), compila el conocimiento sobre las formaciones cenozoicas de la Cuenca Tampico-Misantla, denominando formalmente como tal a dicha unidad paleogeográfica. Usando datos de informes inéditos de PEMEX, presenta información de las formaciones cenozoicas, los antecedentes y el estatus formal de cada unidad. Menciona quien fue el primer autor y la fuente en donde se declara formalmente a las formaciones. También presenta espesores estimados de dichas formaciones con base en datos obtenidos durante la perforación de pozos por parte de PEMEX. Elabora también una compilación de los datos bioestratigráficos que sirven para definir las diferentes formaciones.



LEYENDA

- Este trabajo y Facultad de Ingeniería UNAM (2002).
- Cartas Geológicas INEGI: Veracruz y Poza Rica. Esc 1 : 250 000.
- Carreón-Freyre (1990). Tesis Profesional
- Negendank et al. (1985).
- Estudio Vega de Alatorre-Colipa-Palma Sola. Menes-López (1967).
- Estudio de la Cuenca del Río Nautla (Self, 1975).
- Pozo con estudio boestratigráfico reciente (Martínez, 2001 y Torres Estrada, 2001)
- Muestreo de Estudios de Procedencia del Golfo de México (Carranza-Edwards y Rosales-Hoz, 1995).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

UNAM	FACULTAD DE INGENIERÍA	
TESIS PROFESIONAL		
Figura 1.4 Trabajos Previos		
ESC 1 : 5 000 000	2003	FERNANDO MIGUEL PÉREZ

Menes-López (1967), realizó una compilación de los datos geológicos reportados en trabajos anteriores con aportaciones de localidades de las formaciones cenozoicas, características de los diques y cuerpos hipabisales. Cartografía los arroyos que drenan la zona de Misantla, Colipa y Vega de Alatorre y hace algunos comentarios respecto a datos estructurales. Por ejemplo el anticlinal Defensa con un eje de rumbo NE-SW y un anticlinal de pequeñas dimensiones en las cercanías del Sauce orientado NW-SE, los atribuye a la influencia de la actividad ígnea intrusiva que afecta el área. Con base en estudios de campo y paleontología, determinó la falla normal Arroyo Blanco que afecta a la Formación Guayabal. En el capítulo de Estratigrafía, afirma que la Formación Palma Real Inferior del Oligoceno fue depositada en condiciones transgresivas principalmente en el área de Plan de Las Hayas – Río Juchique donde descansa discordantemente sobre las formaciones Guayabal y Chapopote. Algunas localidades citadas por Menes-López (1967), fueron visitadas y se asignaron a unidades diferentes. Por ejemplo los afloramientos mencionados de la Formación Horcones; en el mapa geológico anexo se clasifican como Unidad Juchique (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002). Otra diferencia con éste trabajo, es que en el propio de la Facultad de Ingeniería UNAM (2002) no se expresan las formaciones Palma Real Inferior y Superior. En cuanto a la caracterización de unidades volcánicas piroclásticas, el trabajo de Facultad de Ingeniería UNAM (2002), define informalmente a las Unidades Juchique, Unidad Colipa y Basalto Santa Ana, Toba Los Faisanes e Intrusivos Espadilla, mientras que Menes-López (1967), solo reconoce una unidad de aglomerados.

Negendank et al. 1985, estudian el vulcanismo al oriente de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM); se citan fechas y datos geoquímicos que son usados para clasificar las diferentes unidades volcánicas. La discusión comienza con la edad de la FVTM, ya que Demant (1981), citado por Negendank et al. (1985) sugiere menos de 1 M.a. de antigüedad, siendo ésta el resultado de un nuevo régimen tectónico en el Mioceno Superior; en cambio Robin (1981), citado por Negendank et al. (1985), coloca el comienzo de la FVTM entre 3(2.6) – 2(1.6) M.a. y su evolución como un eje volcánico entre 2(1.6) y 1 M.a. Se citan edades de rocas en localidades fuera de la zona de estudio; entre las que destaca la edad holocénica de un flujo de lava andesítico hacia el este del Cerro de las Derrumbadas, considerada como la evidencia más joven de vulcanismo. Robin (1981), citado por Negendank et al. (1985), distinguió tres fases de vulcanismo: i) la primera empezó contemporánea a estratovolcanes como el Pico de Orizaba y el Cofre de Perote, ii) la segunda duró alrededor de 100 000 años y ocurrió en el Pleistoceno Medio; iii) la tercera empezó hace alrededor de 13 000 años. En el Macizo de Palma Sola, las rocas volcánicas más jóvenes son basaltos alcalinos y

toleitas. Este vulcanismo ocurrió del Mioceno al Reciente (Robin y Tornon, 1978; Cantagrel y Robin, 1979; Robin, 1981; Mooser y Soto, 1980; citados por Negendank et al. 1985). La geoquímica del vulcanismo experimenta un cambio de alcalinas-calcoalcalinas en el Macizo de Palma Sola a calcoalcalinas hacia la parte occidental de México, debido a la migración noreste-suroeste de la subducción de la placa paleopacífica (Robin, 1976, citado por Negendank et al. 1985). Quizá la conclusión más importante de Negendank et al. (1985), es que el Eje Neovolcánico finaliza en el Golfo de México y no en el área del Altiplano.

Entre los trabajos previos se encuentra la tesis profesional de Carreón-Freyre (1990). En este trabajo se estudia la planicie costera entre Tuxpan y Veracruz, desde un punto de vista geotécnico. El tipo de suelo que se encuentra a lo largo de la planicie costera, los cauces y llanuras fluviales de ríos como Tecolutla, Misantla, Palma Sola y la Antigua; es denominado en este trabajo como: "Suelos transportados asociados a procesos aluviales, eólicos y litorales." Dicha unidad de suelos se caracteriza por tener arcillas y limos con materia orgánica y arenas finas uniformes muy sueltas generalmente en depósitos superficiales; gravas y boleos de diferentes composiciones, subangulosos y subredondeados, empacados en una matriz limo-arcillosa con carbonato de calcio, fragmentos de conchas, lentes y/o bandas limo-arcillosas, etc. localizadas a profundidades variables.

En la zona existen algunos pozos petroleros, algunos de ellos como el Manantial, Vega de Alatorre, tienen estudios bioestratigráficos recientes (Martínez-G., 2001 y Torres-Estrada, 2001).

El INEGI tiene publicadas las siguientes cartas geológicas escala 1 : 250 000.

Nombre	CLAVE DE CARTA
Veracruz	E14-3
Poza Rica	F14-12

Estas cartas tampoco muestran una caracterización a detalle de las unidades volcánicas de la zona cercana a la costa entre el Río Nautla y el Macizo de Palma Sola.

NOMBRE	POZOS (CLAVES)	ESTE (m)	NORTE (m)
MACARENA 1	MACRN 1	697120	2256320
MAGDALENA	MGDLN 2	702650	2255600
PINO SUAREZ 1	PINSZ 1	707 700	2252300
HUEYTEPEC 1	HTPEC 1	703800	2249600
COPELADO 1	CUPLD 1	705200	2247400
	CNDRC1	697800	2248000
HALLAZGO 7	HLLZG 7	691300	2248700
MACARENA 2	MACRN2	694250	2255850
CHICONTEPEC 1	CHCTP 1	696500	2252700
HALLAZGO 1	HLLZG 1	693200	2249250
HALLAZGO 2	HLLZG 2	692500	2249150
ZONZAPOTES 1	ZNZPT1	709200	2241300
CORONADO 1	CRNDO1	711500	2242500
CABELLAL 2	CABLL 2	707700	2238200
NEGRO 1	NGR 1	705800	2257900
ARENAS 1	ARENS 1	704400	2238300
ARROYO ZARCO 1	ARYZC 1	714300	2231000
ARROYO ZARCO 2	ARYZC 2	718000	2231250
VEGA DE ALATORRE	VGLTR	746550	2216750
MANANTIAL	MNTL	737150	2216750
NAUTLA 1	NAUTL 1	723800	2235900

Tabla 1.1 Pozos localizados en el área de estudio. Fueron compilados a partir de la cartografía sintética de PEMEX. Coordenadas UTM, correspondientes a la zona 14Q.

SEDIMENTOLÓGICOS Y DE PROCEDENCIA

Carranza-Edwards y Rosales-Hoz (1995), realizaron un estudio granulométrico y de procedencia de los sedimentos de algunas playas del Golfo de México. En la cuenca de los ríos Ovejas, Platanar, Palma Sola, El Viejón, Agua Fría y Actopan, los sedimentos fluviales, de duna y de playa, se estudian con una perspectiva geoquímica y petrográfica, para aplicarlas a la determinación de la procedencia (Kasper et al. 1999). La Formación Chicontepec también fue estudiada para determinar la procedencia de sus areniscas (Bitter, 1993). Finalmente hay un trabajo acerca de la caracterización sedimentológica de las arenas del Río Nautla (Self, 1975). Estos trabajos serán discutidos posteriormente debido a que hay conceptos que aún no han sido definidos.

CAPITULO 2.- GEOLOGÍA REGIONAL

La zona de estudio se encuentra en lo que López-Ramos (1956), denominó Cuenca Tampico-Misantla. En esta cuenca se depositó una potente secuencia de sedimentos siliciclasticos y algunos desarrollos arrecifales locales. Las formaciones que se han reconocido en la cuenca son: Velasco, Chicontepec, Aragón, Guayabal, Chapopote-Tantoyuca, Horcones, Palma Real, Alazán, Mesón, Escolín, Coatzintla, Escolín y Tuxpan (López-Ramos, 1956).

El principal aporte de los sedimentos a esta cuenca proviene de la Sierra Madre Oriental y en menor grado de la Plataforma de Tuxpan, como lo atestiguan los fragmentos de calizas con foraminíferos del Mesozoico (Bitter, 1993). Durante las condiciones orogénicas se depositaron potentes secuencias flysh (Formación Chicontepec), que se componen de una alternancia de lutitas y areniscas cuyos fósiles bentónicos indican condiciones de depósito en aguas profundas (Cabrera y Lugo, 1984). Durante el Eoceno Superior se depositaron sedimentos molasa en un ambiente de plataforma somera, evidenciado por la presencia de corales dentro de dicha formación. Desde el Oligoceno hasta el Reciente las condiciones tectónicas han sido pasivas.

El depósito de los sedimentos que rellenan ésta cuenca estuvo gobernado por un continuo levantamiento al este y una continua subsidencia al oeste. En general la línea de costa ha mostrado una continua regresión con algunas breves etapas transgresivas. Al sur de la zona de estudio se presenta actividad volcánica piroclástica, epiclástica y lávica, toda esta actividad es de edad Mioceno – Reciente y se debe a la subducción de la placa paleopacífica (Negendank et al. 1985).

LA CUENCA TAMPICO-MISANTLA

Este rasgo paleogeográfico se encuentra en la porción oriental del territorio nacional. El área donde afloran formaciones del Cenozoico marino, aparece limitada al norte por el Río Guayalejo y la población Xicotencatl, Tamps., así como el extremo sur de la Sierra de Tamaulipas; al Sur por las poblaciones de Nautla y Misantla, Ver. y el Macizo de Teziutlan; al este por el Golfo de México y al oeste por la Sierra Madre Oriental; comprende un área aproximada de 25000 Km² (López-Ramos, 1956).

Sus límites geológicos están definidos al nor-noreste por los elementos paleogeográficos de la Cuenca de Burgos y la Plataforma de Tamaulipas, al noreste y al

oeste por la Sierra Madre Oriental, cuyo límite Cretácico-Terciario, está dado por una línea noreste-sureste que parte al norte desde Cd. Victoria Tamaulipas y se prolonga hacia el sur, hasta alcanzar el extremo oriental del Eje Neovolcánico que constituye su límite sur (David, 1990; López, 1980; citados por Trujillo, 2000).

En esta cuenca se depositó la secuencia siliciclástica cenozoica estudiada, la cual se compone principalmente por sedimentos provenientes principalmente de la Sierra Madre Oriental. La columna estratigráfica está identificada por areniscas, lutitas, conglomerados y raramente calizas de tipo arrecifal (Cabrera y Lugo, 1984)

A la Cuenca Tampico Misantla, se le considera como una cuenca de tipo pasiva, originada por una regresión marina iniciada a finales del Cretácico y principios del Terciario como resultado de la orogenia Laramide (White, 1980). La evolución sedimentaria de esta cuenca estuvo gobernada por el continuo levantamiento del occidente y progresivo hundimiento o basculamiento al oriente, la línea de costa en continuo movimiento, provocando fases transgresivas y regresivas (Cabrera y Lugo, 1984).

EVOLUCIÓN DE LA CUENCA

El ciclo sedimentario de la Cuenca Tampico-Misantla, se inicia a fines del Cretácico, cuando la Orogenia Laramide levantó y plegó las rocas mesozoicas conformando a la Sierra Madre Oriental. Como consecuencia de ese fenómeno durante el Paleoceno Temprano, evolucionaron corrientes fluviales que transportaron gran cantidad de sedimentos finos (Formación Velasco). En el Paleoceno Tardío, se establece la combinación de dos litofacies isócronas, una constituida por sedimentos arcillosos con contenidos faunísticos característicos de aguas profundas, que variaba lateralmente a otra litofacies arcillo-arenosa de ambiente turbidítico con una marcada asociación faunística de aguas someras y profundas, esta variación y polaridad de facies, muestra un caso sedimentario de ambiente de antifosa (Cabrera y Lugo, 1984).

A fines del Paleoceno, el extremo meridional de la cuenca acusó un levantamiento estructural diferencial con respecto a la porción septentrional; a causa del levantamiento de Santa Ana, quedando erosionada gran parte de la columna sedimentaria mesozoica formándose posteriormente canales submarinos que cortaron principalmente rocas cretácicas y jurásicas; los límites erosionales adoptan cierto paralelismo con las estructuras orogénicas emergidas a fines del Cretácico. En el Eoceno temprano, estos

canales submarinos fueron rellenados por sedimentos clásticos provenientes en su mayoría de las porciones continentales emergidas al occidente (Sierra Madre Oriental) y al oriente (Plataforma de Tuxpan); dicho relleno consiste de una alternancia de sedimentos gruesos y finos, típicos flysch (Cabrera y Lugo, 1984).

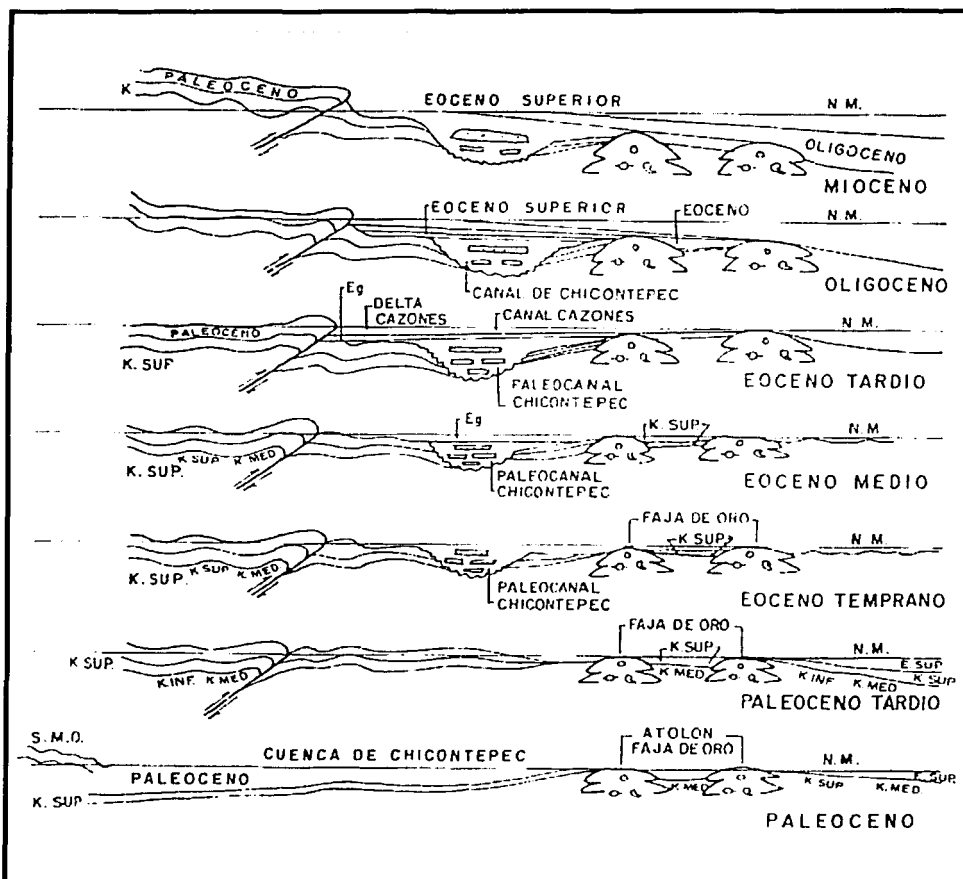


Figura 2.1 Evolución tectosedimentaria de la Cuenca Tampico-Misantla. Tomada de Cabrera y Lugo (1984).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Al final del Eoceno temprano y hasta el Eoceno medio, ocurre sedimentación predominantemente arcillosa depositándose las formaciones Aragón y Guayabal. Durante el Eoceno medio, la sedimentación fue principalmente arcillosa con delgados desarrollos arenosos con estratificación laminar y festoneada que atestiguan condiciones de plataforma somera con gran aporte de sedimentos finos (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002). Sin embargo Cabrera y Lugo (1984), interpretan que el depósito ocurrió en aguas profundas y tranquilas, y las Biozonas diagnósticas de ésta formación van asociadas con el microorganismo bentónico *Epónides guayabalensis*.

Al final del Eoceno medio, se registró el mayor efecto de la Orogenia Laramide que dió por resultado el depósito de sedimentos molasa (Formación Tantoyuca). La presencia de clásticos gruesos de las secuencias mesozoicas y del Paleoceno en la Formación Tantoyuca indica una fuente que se caracteriza por un relieve fuerte, una vigorosa erosión y la acción de corrientes fluviales caudalosas (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002). En el área de la Plataforma de Tuxpan, las unidades estratigráficas del Paleoceno y Eoceno están ausentes debido a que esa área se encontraba emergida y sujeta a erosión durante éstas dos épocas; está formación se data por Biozona *Globorotalia cerroazulensis* acompañada con *Hankenina alabamensis*, *Globorotalia centralis* y *Globigerapaxis semiinvoluta* (Cabrera y Lugo, 1984). Por otro lado en Estudios Bioestratigráficos recientes se data el Eoceno Superior con *Turborotalia cerroazulensis* (Torres-Estrada, 2001 y Martínez, 2001).

Durante el Oligoceno a nivel global, ocurre una regresión como resultado de la formación de grandes casquetes polares, efecto de una gran cantidad de cenizas volcánicas (Levin, 1996); éstas cenizas provocaron una disminución en la cantidad efectiva de insolación (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

A fines del Oligoceno, la cuenca acusó un proceso acelerado de asolvamiento que marcó el retiro de la línea de costa; pero un nuevo basculamiento relacionado con los fenómenos de subsidencia, marcó el inicio de la época miocénica con el depósito de sedimentos transgresivos (clastos gruesos en la base y finos en la cima) bajo condiciones de aguas poco profundas, correspondientes a las formaciones Escolín y Coatzintla del área de Poza Rica. La Formación Escolín en el área de Poza Rica, se identifica por la presencia de los géneros *Sorites* y *Miogipsina* comprendidos entre la Biozona de *Globigerinatella* insueta; aparecen asociadas especies de *Globigerina dehiscens*, *Globorotalia conglobatus* y *Globorotalia tímida* (Cabrera y Lugo, 1984). En el pozo Manantial 1 se reconoce el Mioceno Inferior con el fósil índice *Globigerinoides*

bisphericus (Martínez, 2001) mientras que en el pozo Veta de Alatorre 1, se reconoce el Mioceno Inferior con *Catapsydrax dissimilis* (Torres-Estrada, 2001)

El hundimiento es pulsatorio, puesto que en el Mioceno medio, hay inversión de la secuencia granulométrica de los sedimentos, es decir finos en la base y gruesos en la cima, marcando el carácter regresivo de los mares de esta época. En el Mioceno tardío nuevamente vuelve a definirse una secuencia transgresiva, definida con el depósito de sedimentos arenosos a arcillosos de la cima de la Formación Tuxpan, la parte media y superior de dicha formación se reconoce por las Biozonas de *Globorotalia fohsi*, *Globorotalia mayeri*, *Globorotalia menardii* y *Globorotalia acostaensis* (Cabrera y Lugo, 1984). En el pozo Vega de Alatorre 1 se reconoce el Mioceno Medio y Mioceno tardío con los fósiles índice *Globorotalia fohsi fohsi* y *Globorotalia acostaensis acostaensis* (Torres-Estrada, 2001), por otro lado en el pozo Manantial se identifica únicamente el Mioceno tardío con *Globorotalia fohsi fohsi* (Martínez, 2001).

CAPITULO 3.- GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

ESTRATIGRAFÍA

En el área de estudio, es posible distinguir dos zonas las cuales pueden caracterizarse por su morfología y por su registro estratigráfico, las cuales tienen como límite aproximado al Río Nautla. Al noroeste del río afloran las rocas más jóvenes de la zona de estudio, las cuales pertenecen al Mioceno-Pleistoceno. La columna de esta zona tiene en la base una secuencia arcillo-arenosas de la Formación Escolín. De manera concordante afloran rocas de la Formación Tuxpan. Estas rocas tienen su mejor exposición en las cercanías del contacto con la Formación Escolín. En las zonas aledañas a la costa y de manera discordante, afloran depósitos continentales conglomeráticos definidos por Facultad de Ingeniería UNAM (2002), como Conglomerado Gutiérrez Zamora. Los clastos de este conglomerado, son principalmente líticos volcánicos, de composición intermedia a ácida.

Al sureste del Río Nautla, el registro estratigráfico es más amplio, pues incluye a las Formaciones Guayabal y Tantoyuca del Eoceno; así como unidades de origen ígneo pertenecientes al Mioceno-Plioceno. A lo largo de toda la costa se observan depósitos cuaternarios sin consolidar.

La tabla 3.1 muestra la correlación entre las formaciones cenozoicas de las cuencas septentrionales del Golfo de México: Cuenca de Burgos, Cuenca Tampico-Misantla y Cuenca de Veracruz.

Tabla 3.1 Correlación Estratigráfica (Tomado de Facultad de Ingeniería UNAM, 2002)

ERA	PERIODO	ÉPOCA (serie)	EDAD (piso)	EDAD M.a.	CUENCA DE BURGOS	CUENCA TAMPICO TUXPAN	CUENCA VERACRUZ CENTRO	ESTE TRABAJO (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002)			
CENOZOICO	Cuaternario	HOLOCENO			Aluvión y Continental Indiferenciado	Aluvión	Aluvión	Unidades Ígneas Plio-Cuaternario Conglomerado Gutiérrez Zamora			
		PLEISTOCENO			Conglomerado Reynosa	Sedimentos Continentales	Sedimentos Continentales				
	NEÓGENO	PLIOCENO	GELACIANO					1.75	Fm. Oackville		Fm. Agueguesquite
			PLACENZIANO		3.4	Fm. Paraje Solo					
			ZANCLEANO		5.30	Fm. Filisola					
		MIOCENO	MESSINIANO		7.30	Fm. Catahoula	Fm. Tuxpan	Fm. Concepción Superior			Fm. Tuxpan
			TORTONIANO		11.0			Fm. Concepción Inferior			
			SERRAVALLIANO		14.3			Fm. Encanto Superior			
			LANGHIANO		15.8			Fm. Depósito			Fm. Escollín
			BURDIGALIANO		20.3						
	AQUITANIANO		23.5								
	PALEÓGENO	OLIGOCENO	CHATTIANO		23.5	Conglomerado Norma / Fm. Anthrac	Fm. Mesón	Fm. La Laja			
			RUPELLIANO		28	Fm. Frio No Marino / Fm. Frio Marino	Fm. Palma Real Sup. / Fm. Alazan / Fm. Palma Real Inferido				
		EOCENO	PRIABONIANO		33.7	Fm. Jackson	Fm. Tantoyuca	Fm. Tantoyuca	Fm. Tantoyuca		
			BARTONIANO		37	Fm. Yegüa	Fm. Chapopote	Fm. Chapopote			
			LUTECIANO		40	Fm. Cook Mountain	Fm. Guayabal	Fm. Guayabal	Fm. Guayabal		
			YPRESIANO	Fm. Mount Selman		46.0				Fm. Weches / Fm. Queen City / FM. RECKLAW	
				Fm. Carrizo						Fm. Aragón	Fm. Aragón
			PALEOCENO	THANETIANO		53	Fm. Wilcox	Fm. Midway	Fm. Velasco	Fm. Chicontepec Medio	
				SELANDIANO			Fm. Chicontepec Inf. / Fm. Velasco Inferior			Fm. Chicontepec Inferior	
				DANIANO		65.0	Fm. Velasco Basal			Fm. Velasco Basal	

Edades en M.a. con base en la Carta Estratigráfica Internacional. UNESCO. International Union of Geological Sciences (2000).

Erosión - No Depósito
 No Aflora

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

EOCENO

FORMACIÓN GUAYABAL

Definición: López-Ramos (1956) reporta que la definió por primera vez Adkins (1925), en un Reporte Geológico inédito; y fue publicada por Cole (1927). Está constituida por lutitas suaves de color gris y azul a café, que intemperizan en color gris-café a crema, localmente con nódulos de siderita (que son característicos de esta formación), así como capas delgadas de arena; la estratificación por lo general, no es muy clara y ocasionalmente tiene una estructura laminar, particularmente cuando es arenosa o tiene intercalaciones de areniscas.

Localidad Tipo. Escarpa en Guayabal, Municipio de Tamatoco, Ver., más o menos 12 kilómetros al W de Potrero del Llano, en el camino a Tlacolula (López - Ramos, 1956).

Litología: Ésta formación aflora generalmente como secuencias de areniscas y lutitas. Las areniscas son de grano muy fino a medio, en estratos cuyo espesor máximo es de 50 cm y en algunos casos cementadas. Las lutitas tienen tonos de grises desde claro, plomo y oscuro; pero siempre más oscuras que las areniscas. En las lutitas se pueden encontrar foraminíferos y algunos restos de materia orgánica (restos leñosos). Cuando está formación se encuentra intrusionada por el Intrusivo Espaldilla, el color al fresco es gris verdosa, mientras que al intemperismo es pardo-amarillento y la textura clásica cambia a cristalina.

En ejemplares de mano de las areniscas se observan feldespatos, cuarzo, cementante; diseminados pequeños cristales-clastos? de pirita. Hay superficies de estratificación muy claras, algunas veces bioturbación. Petrográficamente se caracterizan por abundantes fragmentos de micrita, fragmentos de cuarzo angulosos y escaso pedernal. Dependiendo de la cantidad de matriz que presentan, las areniscas del área de estudio se clasifican como Litarenitas a Grauvacas de líticos de micrita (ver Apéndice Petrográfico, muestras BNA-15 y BNA-29).

Existen algunos afloramientos donde los estratos de areniscas tienen espesores de 10 a 12 centímetros con superficies de estratificación claras (Foto 3.1), mientras que hay otras localidades donde las areniscas tienen espesores hasta de 50 cm (BNA-15), pero están fracturadas e intercaladas con estratos de material arcilloso menos resistentes lo

que forma en algunos casos cornisas. En estas localidades, no es posible determinar con certeza la posición estructural de la unidad.



Foto 3.1 Afloramiento de la Formación Guayabal en el camino hacia La Piedrilla. Se observa una alternancia de lutitas y areniscas. Se observa un color gris verdoso en las areniscas y gris amarillento en las lutitas.

Sobre el Río Colipa al sur de la zona de estudio, hay una ventana estratigráfica donde se observaron microfósiles dentro de un lodo gris claro. En el Arroyo El Sauce se observaron macroforaminíferos en lutitas gris plomo ligeramente fisiles (BNA - 35). Al suroeste de Loma de Cojolite en la zona centro-sur de la zona de estudio, se observaron microfósiles en los horizontes arcillosos. Sobre el Río Juchique aguas arriba de la población homónima, esta formación se encuentra intensamente intrusiónada por diques de color verdoso.

Distribución geográfica: En el área de estudio aflora solamente en la cercanía al vértice sur; en las cercanías de Juchique de Ferrer sobre el camino a Porfirio Díaz, sobre el Arroyo El Sauce, en el poblado La Codicia, en las cercanías a Laguna de Farfán. Sus afloramientos definen una burda franja con dirección noreste-sueste.

Regionalmente se observa que hacia el extremo sur de la Faja de Oro no está representada esta formación, ya que se acuña de oeste a este, hasta desaparecer en la parte correspondiente a la cresta de la Faja de Oro. En la parte este de la Faja de Oro es probable que la secuencia del Eoceno esté completa, incluyendo la Formación Guayabal, de acuerdo con las observaciones realizadas en los pozos Tamiahua 101 y San Lorenzo 1 (López-Ramos, 1956)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Relaciones Estratigráficas: Está cubierta aparentemente de manera concordante al noreste por la Formación Tantoyuca en las cercanías de La Defensa y Porfirio Díaz en la cercaía del vértice sur. El contacto inferior está fuera del área de estudio. Hacia el noreste de la franja definida por los afloramientos de la formación, se encuentra cubierta discordantemente por el Basalto San Rafael sobre el valle del Río Colipa en la cercanías del vértice sur. Hacia el noreste y suroeste de ésta misma franja aparece cubierta discordantemente también por la Unidad Juchique de carácter ígneo.

La Formación Guayabal se encuentra cortada por diques pertenecientes a la Unidad La Espaldilla, algunos de esos cuerpos tienen edades isotópicas por el método K-Ar correspondientes al Mioceno Tardío (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

Edad y Correlación: Se reportan foraminíferos del Eoceno medio: *Lepidocyclina (Neolepidina) pustulosa* y *Lepidocyclina (polylepidina) antillea*, además se le correlaciona con la Formación Mount Sellman y sus variaciones laterales de la Cuenca de Burgos, así como con la Formación Cook Mountain del Eoceno medio (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

FORMACIÓN TANTOYUCA

Definición: López-Ramos (1956), reporta que esta formación está dividida en dos facies litológicas y paleontológicas: Chapopote y Tantoyuca, siendo ambas correspondientes en edad. De acuerdo a López-Ramos (1956), la Formación Tantoyuca fue mencionada por primera ocasión en un Reporte Geológico inédito de la Compañía "El Águila" por Ickes (1913), siendo Wiebe en 1924 quien publicó por primera vez esta formación. La formación está constituida por sedimentos arenoso-conglomeráticos; areniscas y areniscas conglomeráticas de grano grueso y fino, con cemento calcáreo e intercalaciones de lutitas arenosas de color gris a gris oscuro; presentado algunos conglomerados y brechas con fragmentos de calizas cretácicas de diferentes colores, así como fragmentos de pedernal negro y areniscas, probablemente pertenecientes a la Formación Chicontepec, del Eoceno Inferior.

Localidad tipo. En la vecindad de la población de Tantoyuca, Ver., a 1 kilómetro al Este, particularmente a 150 metros al NE del cruce del camino de Tantoyuca a Chopopo (Chila Cortaza) con el arroyo Tecomate (López-Ramos, 1956).

Litología. López-Ramos (1956), reporta que en la vecindad de la población de Tantoyuca esta formación está compuesta por lajas de arenisca, conglomerados y margas; también son frecuentes calizas impuras, con abundantes foraminíferos de los géneros *Operculina* y *Lepidocyclina*.

En el área de estudio la unidad consiste de una secuencia de color gris amarillento a gris rojizo. Las areniscas de esta formación se caracterizan por su alta resistencia mecánica. El grano es de medio a grueso, con frecuencia presenta bioturbación (Foto 3.2). En las superficies de estratificación se llegan a presentar óxidos. En algunos afloramientos se observa el acañamiento de estas unidades, así como un contacto discordante con un conglomerado polimíctico. Las areniscas de esta formación son en algunos casos conglomeráticas. Cuando las areniscas de esta formación se intercalan con estratos arcillosos, es difícil encontrar marcas de base debido a la poca resistencia de estos últimos al intemperismo. En las localidades La Defensa y Porfirio Díaz cerca del vértice sur (BNA-67 y BNA-75; ver mapa geológico anexo), las areniscas sobreyacen a un conglomerado polimíctico, que está compuesto por fragmentos líticos de areniscas y calizas. Las areniscas son de grano muy fino y color oscuro al intemperismo y gris amarillento al fresco. Existen dos tipos principales de calizas; una mudstone de color gris pardo al fresco y oscura al intemperismo, así como una packstone gris amarillenta

al intemperismo y gris oscura al fresco, también se observan escasos corales que se encuentran en posición de crecimiento (Foto 3.3). Este conglomerado se encuentra en la base de la formación, muy cerca del contacto con la Formación Guayabal; observándose calizas con foraminíferos como lo menciona López-Ramos (1956).

López-Ramos (1956), reporta que sus fragmentos calizos aparentemente no corresponden a la caliza de El Abra, que estuvo expuesta a la erosión a fines del Eoceno, por lo que supone que las calizas que forman las brechas y conglomerados de la facies Tantoyuca provinieron del oeste, de los sedimentos calizos y silicosos de la Sierra Madre Oriental.

Distribución geográfica: La Formación Tantoyuca tiene escasos afloramientos, localizados principalmente al este y noreste de la Formación Guayabal. En la localidad de Cerro del Aguacate, se tomó una muestra para estudios petrográficos (Apéndice Petrográfico, muestra BNA-103C). Se cartografió una ventana estratigráfica en la Unidad Juchique (BNA-32).

De manera regional, al este de la Faja de Oro, la secuencia es más arcillosa, engrosando hacia el este y formando los depósitos de la facies Chapapote; en la vecindad de Mecatepec y Agua Fría no hay equivalente a la Chapapote Inferior, ya que la parte media de esta formación sobreyace a la Guayabal (López-Ramos, 1956).

Regionalmente, fuera de la zona del mapa, en el Arroyo Terreros aparece la facies Tantoyuca en contacto con la Formación Chicontepec, conforme a una discordancia angular. Más al norte es evidente el carácter transgresivo de la Tantoyuca, en Tlacolula (porción norte), Pastoria y San José, pues en la última región se encuentran sus sedimentos en contacto discordante con la Formación Aragón, mientras que al norte de Camaitlán yace sobre la parte inferior de la Guayabal (López-Ramos, 1956).

Relaciones estratigráficas: En el área de estudio, cubre concordantemente a la Formación Guayabal al oeste. A su vez se encuentra cubierta discordantemente al noreste por la Unidad Juchique.

Edad y Correlación: Se correlaciona con las Formaciones Yegua y Jackson del Eoceno Superior expuestas en la Cuenca de Burgos (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).



Foto 3.2 Arenisca de la Formación Tantoyuca sobre el camino hacia Porfirio Díaz. Se observan horizontes rojizos, así como galerías rellenas.

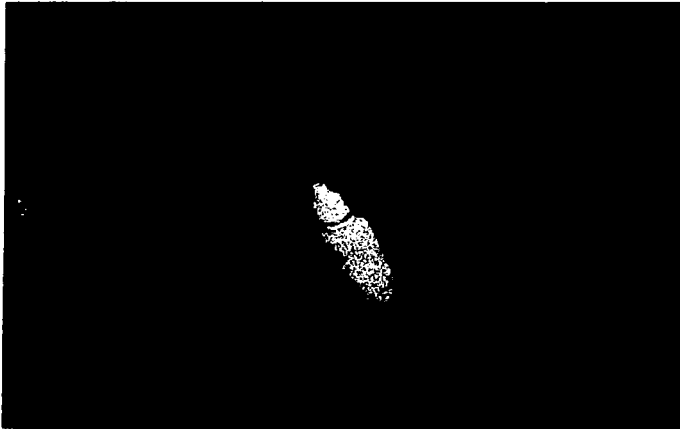


Foto 3.3 En un afloramiento cerca de La Defensa. Se muestra un detalle de un coral dentro de un conglomerado de calizas y areniscas con matriz de arena gruesa.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

MIOCENO

FORMACIÓN ESCOLÍN

Definición: López-Ramos (1956) publica por primera vez ésta formación, cita como antecedente un reporte inédito de Grimsdale (1933); esta formación consiste en margas de color gris oscuro predominante en la parte inferior, muy homogéneas y masivas en su composición; intertemperizan en color café chocolate y muestran ocasionalmente planos de estratificación.

Localidad tipo. Se encuentra en los arroyos Canoas y Escolín, Hacienda Escolín a lo largo de 1500 metros al E del pozo Escolín 54 (López-Ramos, 1956).

Litología: Hacia la cima de esta formación, las margas son arenosas y están intercaladas con areniscas calcáreas y calizas arenosas, las cuales en general, carecen de fósiles, aunque localmente contienen gran cantidad de *Sorites* sp., como puede apreciarse en los estratos que afloran a 15 kilómetros al SE de Poza Rica, sobre la carretera de Papantla así como en un horizonte de *Sorites* y *Miogypsina* que aflora en toda el área de la Hacienda de Escolín (López-Ramos, 1956).

En aquellas áreas donde aflora la Formación Tuxpan, del Mioceno Inferior, es posible fijar la cima de la Formación Escolín por caracteres litológicos, según la profundidad en que aparece un conglomerado de calizas (López-Ramos, 1956).

En el área de estudio afloran como lutitas nodulares amarillentas intercaladas con areniscas de color gris amarillento a gris pardo. Las areniscas generalmente son deleznales y de grano medio a fino, consisten de cuarzo y feldespatos principalmente (ver Apéndice petrográfico, muestras BNA-61 y BNA-A1-A).

Distribución geográfica: La Formación Escolín tiene una extensión geográfica reducida. Regionalmente se encuentra al sureste del Campo Poza Rica hasta cubrir parte de la Nueva Faja de Oro, en los campos de Santa Águeda y de Ezequiel Ordóñez al norte, hasta los de Miguel Hidalgo y Tecolutla al sur. La sucesión completa está bien expuesta al noroeste de la zona de estudio en el Arroyo de Santa Águeda, a lo largo del límite sur de las Haciendas de Pital y Mozutla (López-Ramos, 1956).

En el área de estudio, esta formación aflora en el Pozo Gran Morelos 1 (Ver Apéndice petrográfico, muestra BNA 61), al norte de Manuel Ávila Camacho, así como en algunos cortes carreteros de la carretera Veracruz 234 en el tramo entre María de la Torre a El Remolino, en una franja con dirección NW-SE.

Relaciones estratigráficas: La Formación Tuxpan la cubre concordantemente, mientras que el conglomerado Gutiérrez Zamora se depósito discordantemente. El contacto inferior se encuentra fuera de la zona de estudio. Se encuentra cubierto en la localidad de 5 de Mayo por el Basalto Poza Rica, hacia el norte en la localidad de Paguas de Coronado por la Toba Los Faisanes; el contacto con ambas unidades es discordante (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

Edad y Correlación: Se correlaciona con la Formación Catahoula expuesta en la Cuenca de Burgos. La Formación Escolín se correlaciona con los miembros inferior y superior de la Formación Concepción del Mioceno de la Cuenca de Veracruz; se le asigna una edad Mioceno inferior en el área de estudio (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

FORMACIÓN TUXPAN

Definición: Dumble (1911), citado por López-Ramos (1956). Areniscas, areniscas calcáreas, calizas arenosas y lutitas (generalmente arenosas) que son predominantes; localmente se aprecian algunos conglomerados, en particular en la base de la formación aunque en algunos lugares, como en el Campo Ezequiel Ordóñez, está marcada por un horizonte de tobas de color verde; los ejemplares de fósiles cuyas valvas son de aragonita, como el género *Cardium*, se encuentran generalmente en moldes, en tanto que los de calcita, como *Pecten*, están en muchos casos bien preservados (López-Ramos, 1956).

Localidad tipo. En las lomas de la Ciudad de Tuxpan, Ver., a 120 metros al oeste de la iglesia principal, así como en el camino de la Loma del cuartel (López-Ramos, 1956).

Litología. En el área de estudio, los estratos presentan superficies de estratificación poco definidas, barrenos, pistas, algunos dientes, pelecípodos, gasterópodos y algunos foraminíferos. Algunos estratos tienen fósiles de aguas someras. Dentro de la secuencia hay una toba de color gris verdoso al fresco y textura piroclástica con clastos angulosos de cuarzo, feldspatos. Al microscopio se observan también algunos líticos volcánicos y se clasifica como una toba vítrea (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002). Intercalados con las areniscas hay también conglomerados compuestos de gravas redondeadas a subredondeadas de pedernal, fragmentos de calizas con lentes de pedernal oblatos y escasos corales. En las intercalaciones de areniscas con lutitas, hay vetillas rellenas de caliche que se encuentran cortando la secuencia y en ocasiones entre las superficies de estratificación. Se aprecia una disminución del carácter arcilloso en esta formación. Algunas conchas rotas y sin orientación sugieren depósito en un ambiente litoral (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002). En las proximidades a Gutiérrez Zamora hay estratos con abundantes fósiles incluidos en una matriz arenosa de cuarzo.

En algunos afloramientos al noroeste de la zona de estudio, se compone de areniscas gris oscuro al fresco y gris amarillento al intemperismo, bien cementadas; e intercaladas con lutitas gris amarillento al fresco.

Distribución geográfica. Esta formación aflora a lo largo de la costa del Golfo de México, en una franja que varía de 1 a 20 kilómetros de anchura, estando cubierta en parte por materiales del Cuaternario (López-Ramos, 1956).

Regionalmente se inclina hacia el este y descansa discordantemente sobre diversas formaciones del Oligoceno: Mesón, Alazán, Palma Real Superior y Palma Real Inferior. A lo largo de la carretera entre Papantla y Tecolutla, Ver., se encuentran algunos afloramientos de la Formación Tuxpan, constituidos por conglomerados (conglomerado de Papantla, según H. E. Thalmann, 1934, citado por López-Ramos, 1956), areniscas, calizas y arcillas arenosas, que intemperizan en color amarillo con abundantes foraminíferos y megafósiles (López-Ramos, 1956).

En el área de estudio aflora al este de la Formación Escolín y como ésta, lo hace en una franja noroeste-sureste. También se exponen en los alrededores de Hueytepec e Isla de San Juan Rosas en la zona norte del área de estudio.

Relaciones estratigráficas: En la zona de estudio el contacto con la Formación Escolín está bien marcado por un cambio en la morfología, pero no es clara su naturaleza. Sin embargo, en la Autopista Poza Rica-Papantla, al noroeste de la zona de estudio, el contacto inferior es de tipo discordante.

Edad y Correlación: Se le asigna una edad del Mioceno medio con base en su contenido faunístico; también se reporta una edad isotópica (15.3 ± 0.6) de la toba antes mencionada la cual es consistente con la fauna reportada, se correlaciona con la Formación Concepción Superior de la Cuenca de Veracruz (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

PLIO-CUATERNARIO

CONGLOMERADO GUTIÉRREZ ZAMORA

Definición: Se propone denominar como unidad informal por Facultad de Ingeniería UNAM (2002), a una secuencia de conglomerados de origen continental caracterizados por su poca cohesión y que está constituido por gravas y bloques de muy distinta procedencia.

Localidad tipo: Los cortes de carretera y bancos de materiales aledaños al estribo suroeste del Puente Tecoluitla en la zona noreste del área de estudio (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

Litología: Está constituida por conglomerados de gravas y bloques de origen continental, aglutinados por una matriz areno-arcillosa de muy distinta procedencia. Entre los clastos se encuentran:

- Roca ígnea de color verde, con cristales ligeramente orientados.
- Una toba de color gris claro, textura porfídica.
- Conglomerado rojizo con clastos de cuarzo lechoso.
- Calizas con bandas de pedernal negro.
- Areniscas de grano muy fino, ligeramente laminadas.

En la matriz abundan los clastos de tobas, pedernal y cuarzo lechoso. En un banco de materiales cerca de la Luz del Portugués al sur de Gutiérrez Zamora, se observó obsidiana en la matriz. Se presenta una burda estratificación cruzada, gradación inversa y lentes arenosos (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

Distribución Geográfica: Aflora al este de la Formación Tuxpan. Los afloramientos cercanos al Pozo Pino Suárez 1 e Isla de Santa Rosa en la zona centro-norte del mapa, vistos en planta, se adoptan la forma de un abanico aluvial, aun cuando no se observan las corrientes que las pudieran haber depositado.

Relaciones estratigráficas: Este conglomerado cubre discordantemente a la Formación Tuxpan y es cubierto discordantemente por depósitos no consolidados del Cuaternario.

Edad y Correlación: Por su posición sobre la secuencia miocénica, esta unidad puede ser correlacionable con la parte inferior del Conglomerado Reynosa del Plioceno-Pleistoceno expuesta en la Cuenca de Burgos; hacia la Cuenca de Veracruz se

correlaciona con la Formación Agueguesquite y con la unidad de depósitos continentales que cubren a esta última formación (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

CUATERNARIO

La zona presenta hacia la costa desarrollo de depósitos transicionales, mientras que sobre los ríos y en las laderas de algunas sierras se observan depósitos continentales.

Depósitos aluviales:

Se encuentran principalmente en los valles de los ríos. Existen acumulaciones de materiales granulares sin consolidar, compuestas principalmente de bloques, gravas y arenas de líticas diversos, siendo más abundantes los clastos de origen ígneo. Este tipo de acumulaciones se presenta en los Ríos Colipa, Juchique y Misantla principalmente (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002). Mientras que los materiales propios de los ríos Nautla, Solteros y Tecolutla, están compuestos principalmente de arenas de grano medio y fino (Self, 1975).

Depósitos de terrazas:

En los valles fluviales de los ríos principales como el Misantla y Nautla, se observan terrazas labradas en los rellenos de dichos ríos. Sobre el Río Nautla estos depósitos tienen una morfología muy suave, mientras que sobre los Ríos Misantla y Colipa se encuentran donde hay cambios bruscos en el gradiente topográfico o cerca de la intersección de tributarios con el cauce principal.

Depósitos indiferenciados:

Se consideran en el mapa geológico a los depósitos de ambientes litorales, lagunares, cólicos y depósitos de talud. Los depósitos litorales son alargados y paralelos a la línea de costa; resultado de la sedimentación del material que descargan los ríos en sus desembocaduras. Los depósitos lagunares están asociados a meandros abandonados, esteros donde la energía de las corrientes es muy pequeña y están compuestos de material arcilloso principalmente (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002). Los depósitos cólicos forman dunas localizadas sobre los cordones litorales. Se consideran como depósitos de talud a una serie de deslizamientos sobre rocas de naturaleza diversa. Se estos depósitos se encuentran adyacentes a las formaciones Guayabal, Tuxpan, Escolín y a las Unidades Colipa, Juchique y Basalto Santa Ana. La traza de dichos deslizamientos es en general semicircular. En la Carretera de Misantla a Martínez de la Torre, la carretera atestigua pequeñas fallas con saltos laterales pequeños.

ROCAS ÍGNEAS

INTRUSIVO ESPALDILLA

Definición: Se define de manera informal por Facultad de Ingeniería UNAM (2002), a un conjunto de cuerpos ígneos de naturaleza hipabisal emplazados tanto en la secuencia eocénica como en la miocénica. En algunos casos se trata de diques de composición andesítica que intrusionan a las formaciones Guayabal, Tantoyuca y Tuxpan.

Litología: Se trata de rocas ígneas que al fresco tienen un color gris oscuro a negro, al intemperismo un color gris oscuro a ocre. Presentan textura afanítica, ocasionalmente contienen escasos fenocristales de piroxeno. Microscópicamente se observa una textura porfídica de grano fino con fenocristales de piroxeno formando un mosaico de intercrecimiento con una matriz microcristalina de piroxenos y microlitos de andesina (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002). Algunos cuerpos que tienen una expresión morfológica contrastante con el entorno y están delimitadas por escarpes.

El origen de estos cuerpos es magmatismo alcalino hipabisal (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

Distribución geográfica: Afloran en el sector sureste del área, principalmente en las cercanías de Juchique de Ferrer, Ver. También en el borde sur del mapa, en el Cerro La Espaldilla.

Edad: Al intrusionar a las Formaciones Guayabal, Tantoyuca y Tuxpan, se considera que los cuerpos hipabisales tienen una edad del Mioceno Superior - Plioceno. Se reportan dos fechas por el método K-Ar (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

- Una fecha corresponde con un dique emplazado en la Formación Guayabal (9.1 ± 0.6 M.a.).
- La otra corresponde con la apófisis expuesta en el poblado Colipa (5.9 ± 0.4 M.a.).

PLIOCENO

UNIDAD JUCHIQUE

Definición: Se define de manera informal por Facultad de Ingeniería UNAM (2002) y se reporta constituida por una intercalación de depósitos epiclásticos (depósitos laháricos) y derrames de composición de andesíticos a basáltico-andesíticos. Los depósitos epiclásticos están compuestos por clastos ígneos basáltico-andesíticos.

Litología: Los clastos son redondeados a subredondeados y de tamaños que van desde cantos rodados a gránulos en una matriz de arena gruesa oscura. Esta matriz está compuesta de cuarzo subanguloso principalmente. En la mayoría de los casos, la unidad está soportada por los clastos (Foto 3.4).

En algunos afloramientos se observa una ligera imbricación de los clastos, así como límites claros entre las etapas de depósito de los epiclastos. Morfológicamente se expresa con pendientes medias a fuertes. Microscópicamente los líticos de la unidad tienen texturas porfídicas, afáníticas y vesiculares, con presencia de fenocristales glomeroporfídicos de plagioclasa (andesina-labradorita) con alteración parcial por sericita, piroxeno, olivino, diseminados en una matriz microlítica (de composición similar a las de las plagioclasas) y vítrea con alteración parcial selectiva de la matriz. Está unidad junto con la Unidad Colipa y Basalto Santa Ana conforman las prominencias orográfica mayores del sector de estudio.

Distribución geográfica: Ésta unidad está expuesta en el área de estudio en la porción sur y suroeste, a lo largo de una franja que se extiende noroeste-sureste.

Relaciones estratigráficas: Se encuentra sobreyaciendo a las formaciones Guayabal y Tantoyuca en contacto discordante. Le sobreyacen la Unidad Colipa y Basalto Santa Ana.

Edad: Con base en una edad en rocas marinas (Pozo Vega de Alatorre 1) del Plioceno inferior, las cuales se encuentra bajo ésta unidad, se asigna una edad Plioceno (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).



Foto 3.4 Afloramiento sobre el Arroyo Caballos de la Unidad Juchique. Se observan horizontes tabulares inclinados con límites bien definidos. La unidad se encuentra soportada por los clastos, que son todos de naturaleza ígnea.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

UNIDAD COLIPA

Definición: Se denomina de manera informal a un conjunto de derrames y flujos laháricos de composición andesítico-basáltico expuesta en el sector suroeste del área que se expresa morfológicamente con pendientes suaves a moderadas, como frentes de derrames (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

Litología: Está constituida por una intercalación de derrames andesíticos, andesítico-basáltica y basáltica, depósitos de caída (Foto 3.5) y conglomerados polimícticos con alteración parcial a total por minerales arcillosos. Una característica particular en esta unidad es la presencia de estructuras circulares correspondientes a bloques deslizados.

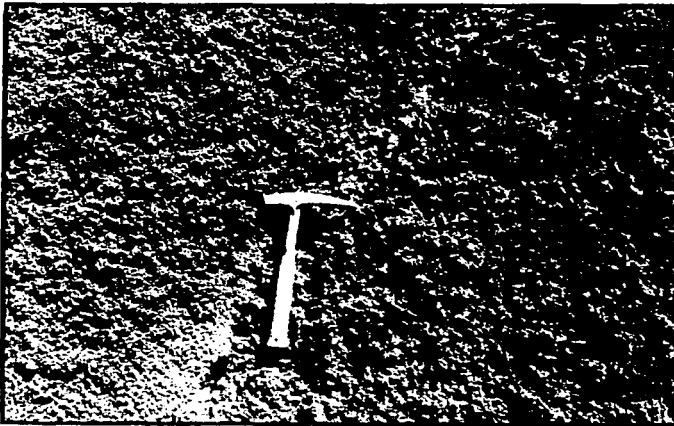


Foto 3.5 Afloramiento al sur de Alto Concordia. Se observa un depósito de cenizas perteneciente a la Unidad Colipa.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En afloramiento, las rocas de esta unidad tienen al intemperismo un color gris-pardo-ocre y al fresco colores gris y gris oscuro. Los derrames presentan textura porfídica, con escasas vesículas, en algunos afloramientos se aprecia una oxidación avanzada, selectiva a ferromagnesianos. Al microscopio, las rocas lávicas tienen una textura porfídica y vesicular, con presencia de fenocristales glomeroporfídicos de plagioclasa (andesina-labradorita) con alteración parcial por sericita, olivino, piroxeno y minerales opacos, diseminados en una matriz microlítica (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002). Los depósitos de caída están constituidos por una matriz vítrea parcialmente oxidada de ceniza y escoria volcánica con bloques volcánicos. Los conglomerados epiclásticos, están parcial a totalmente alterados por minerales arcillosos.

Distribución geográfica: Aflora en las Sierra La Bandera y Cerro del Tigre en la zona sur – sureste del área de estudio.

Relaciones estratigráficas: Se encuentra en contacto discordante sobre la Unidad Juchique, en el sector más sureste está discordantemente bajo los derrames del Basalto Santa Ana, del cual se distingue por una morfología más irregular.

Edad: De acuerdo a las relaciones estratigráficas que presenta la unidad y con base en la edad reportada por Mooser y Soto (1980), citado por Facultad de Ingeniería UNAM (2002) de 2.05 M.a., se considera a la Unidad Colipa una edad correspondiente al Plioceno Superior.

PLIO-CUATERNARIO

BASALTO SANTA ANA

Definición: Se define de manera informal como Basalto Santa Ana, a los productos volcánicos, lávicos y piroclásticos que sobreyacen a la Unidad Colipa en el sector sureste del área de estudio (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

Litología: Ésta unidad consiste de derrames de composición basáltica-andesítica. Megascópicamente se caracterizan por un color gris rojizo al intemperismo, mientras que al fresco es de color negro, de textura vesicular, intemperismo esferoidal y fracturamiento irregular. Hacia la zona más occidental de la unidad hay afloramientos donde los derrames tienen textura afanítica y escasas vesículas. Mientras que más cerca de la costa la textura predominante es vesicular, como estructuras mayores se observó la presencia de basaltos columnares en áreas específicas (Foto 3.6).



Foto 3.6 Afloramiento cerca de El Vencedor (al SO de Villa Emilio Carranza). Se observan estructuras columnares en el Basalto Santa Ana

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Microscópicamente las rocas de ésta unidad tienen textura porfídica. Los fenocristales son de plagioclasa (andesina-labradorita), olivino y piroxenos, con una matriz microlítica. Las rocas de la zona más occidental presentan un mejor estado, con alteración selectiva de ferromagnesianos por óxidos e hidróxidos de Fe y plagioclasas por una incipiente sericitización, mientras que las rocas cercanas a la costa contienen un grado mayor de alteración, principalmente celadonización, sericitización (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

Distribución geográfica: Aflora al sur-suroeste de la zona de estudio, en las cercanías del poblado de Villa Emilio Carranza. Algunas rocas de esta unidad se cartografiaron como depósitos indiferenciados y son deslizamientos de ladera.

Relaciones estratigráficas: Cubre discordantemente a las unidades Colipa y Juchique. Es posible que se encuentre cubierto por depósitos del Cuaternario en las cercanías a la Laguna San Agustín al sur de Villa Emilio Carranza.

Edad: Se le asigna una edad Plio-Cuaternario en base a sus relaciones estratigráficas (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

BASALTO POZA-RICA

Definición: Se define de manera informal por Facultad de Ingeniería UNAM (2002), como Basalto Poza Rica a un conjunto de derrames basálticos que tienen una expresión morfológica de mesetas de poco relieve.

Litología: Esta unidad está formada por derrames de basaltos de olivino de color gris verdoso oscuro, intemperizan en tonos de café y al fresco tienen color gris oscuro. Contiene minerales verde olivo en una matriz afanítica. En un banco de materiales al norte del camino a 5 de Mayo, se observan dos derrames basálticos con desarrollo vesicular, presenta intemperismo esferoidal. Al microscopio presenta textura traquítica, formando un mosaico de microlitos (de composición labradorítica) en intercrecimiento con cristales de olivino y piroxenos. Estos fenocristales tienen una textura poikilítica de minerales opacos, con secciones angulares e irregulares. Morfológicamente tiene una expresión de mesetas de poco relieve (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

Distribución geográfica: Los Basaltos Poza Rica están expuestos en la porción noroeste del mapa en las cercanías de las localidades 5 de Mayo y Los Manantiales, en derrames de poca extensión.

Relaciones estratigráficas: En el área de estudio cubre discordantemente a la Formación Escolín y Tuxpan.

Edad y correlación: Se reporta una edad correspondiente al Plioceno Superior y se correlaciona con la Unidad Basalto Santa Ana (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

BASALTO SAN RAFAEL

Definición: Se definió informalmente como Basalto San Rafael por Facultad de Ingeniería UNAM (2002), a un conjunto de derrames básicos emplazados a lo largo de algunos valles fluviales, principalmente en los valles de los ríos Nautla y Colipa, conforme a una superficie rocosa de pendientes suaves.

Litología: Está constituida por derrames basáltico-andesíticos. Estos basaltos tienen un color gris oscuro al fresco e intemperizan a gris claro amarillento, con abundantes óxidos; tienen textura afanítica; intemperismo esferoidal. En algunos afloramientos en los cortes carreteros entre Paso Largo y San Rafael en el centro del mapa, se observan en las rocas enclaves. Los basaltos presentan vesículas rellenas por minerales translúcidos y fractura concoidea. Microscópicamente estas rocas presentan una textura traquítica, con presencia de fenocristales de piroxeno y plagioclasa, diseminados en una matriz microlítica-vítrea y microcristalina, presenta una oxidación incipiente visible en vesículas.

Distribución geográfica: Al noreste del Río Nautla se presentan como una serie de derrames que descienden de las partes altas hacia la costa. Así como sobre el valle del Río Colipa, aguas arriba de la población homónima al sur de la zona de estudio.

Relaciones estratigráficas: Hacia el noreste sobreyace discordantemente a la Toba Los Faisanes y es cubierta al sur-sureste por depósitos Cuaternarios de terrazas fluviales.

Edad: Se le asigna una edad Plio-Cuaternaria con base en sus relaciones estratigráficas y a su emplazamiento en los valles fluviales (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

TOBA LOS FAISANES

Definición: Se define de manera informal por Facultad de Ingeniería UNAM (2002) como Toba Los Faisanes a un conjunto de ignimbritas silíceas expuestas en el sector noroeste del área de estudio.

Litología: Corresponde con una secuencia de tobas silíceas soldadas que consisten principalmente de fragmentos de vidrio volcánico-silíceo, desde obsidiana, hasta pómez y esquirlas de vidrio, con algunos cristales de cuarzo, anfíboles y biotitas. Están dispuestas en estratos subhorizontales con espesores hasta de un metro. El color de la roca al fresco es gris claro y al intemperismo adopta tonos ocre (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002). Dentro del área de estudio tiene un espesor estimado de 20 metros.

Distribución geográfica: Aflora sobre el Río Tecolutla, cerca del vértice oeste del mapa, en la localidad Paguas de Coronado. El mayor afloramiento está en la localidad de El Faisán, sobre la Carretera Veracruz 234 (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

Relaciones estratigráficas: Se intercala con el Conglomerado Gutiérrez Zamora y con el Basalto San Rafael.

Edad: Por sus relaciones estratigráficas se le considera de edad de Plio-Cuaternario (Facultad de Ingeniería UNAM, 2002).

RÍO NAUTLA

Basado en el gradiente Self (1975), dividió el perfil del río en tres porciones: a) nacimiento, b) intermedio; c) costero. El sector de nacimiento, contiene alta energía en sus corrientes, se extiende desde el nacimiento de los arroyos hasta el frente de montaña; el sector intermedio tiene corrientes anastomosadas y se extiende a través de abanicos aluviales hasta la frontera interior de la planicie costera; finalmente, el sector costero consiste de corrientes de baja energía con desarrollo de meandros (Self, 1975). Los límites entre estos segmentos están bien marcados topográficamente. El área de estudio se encuentra en el Sector de Planicie costera.

De acuerdo con Self (1975), los sedimentos en el sector de nacimiento e intermedio son bimodales, resultado de la mezcla de arenas con gravas y son pobremente seleccionados. Mientras en el sector costero los sedimentos son principalmente arenas finas a medias, bien seleccionadas y unimodales. En el límite entre la zona intermedia y la planicie costera los sedimentos de grava son depositados, debido a que la competencia en la planicie costera del río solo permite transportar arenas gruesas.

La composición de los sedimentos del Río Nautla, refleja el predominio de las rocas volcánicas en el área fuente. Los constituyentes más comunes son fragmentos de rocas volcánicas, plagioclasa, magnetita y piroxenos, pero el cuarzo, ortoclasa y caliza son comunes y pueden eventualmente, predominar en la composición en las cercanías de afloramientos de esos granitos y calizas (Self, 1975).

APLICACIONES ECONÓMICAS

Los depósitos conglomeráticos continentales del Conglomerado Gutiérrez Zamora, son ocupados como Bancos de Materiales para la construcción y el mantenimiento de los caminos de terracería en las cercanías de Tecolutla. Mientras que en las cercanías de Vega de Alatorre, los frentes de las coladas de la Unidad Colipa y los depósitos epiclásticos de la Unidad Juchique, son ocupadas para el mismo fin.

CAPITULO 4.- ESTUDIOS DE PROCEDENCIA

PROCEDENCIA

Este termino proviene del verbo francés *provenir* "venir de" y del latín *proveniens* "originario del lugar donde se produce" se refiere a todos los aspectos de las fuentes de la cual una roca sedimentaria es derivada. (Prothero y Schawb, 1996 y Basu, 1985).

Los Estudios de procedencia (EP) se enfocan en tres aspectos principalmente (McBride, 1988):

- i. Caracterizar la fuente de aporte.
- ii. Identificación del tipo de rocas expuestas en el área fuente.
- iii. Interpretación del clima y relieve del área fuente.

Este tipo de estudios pueden involucrar análisis petrográficos, isotópicos y químicos. Al respecto la compilación hecha por Kleinspehn y Paola, ed.(s), (1988), aporta información sobre las diferentes herramientas ocupadas en el proceso de análisis de cuenca, donde los EP aportan elementos en las interpretaciones tectónicas del pasado geológico. Asimismo constituyen una herramienta en los trabajos exploratorios en la industria petrolera.

Cuando se estudia petrográficamente un conjunto de areniscas para determinar su procedencia, se ocupa como herramienta de trabajo el método de conteo de puntos. En éste método descrito por Chayes (1949), se usa una platina graduada que se mueve de manera sistemática y se asigna una caracterización petrográfica al lugar que ocupa el cruce de la retícula, procedimiento que se repite hasta cubrir toda la lámina delgada o hasta obtener un número preestablecido de puntos. Para la aplicación de este método la granulometría ideal es la que corresponde a las areniscas. Sin embargo, en la bibliografía existen discusiones acerca del tamaño adecuado de la granulometría en la que deben hacerse los EP.

CUENCAS SEDIMENTARIAS

Los EP son realizados en secuencias estratigráficas las cuales son depositadas en elementos geológicos denominados "Cuencas Sedimentarias". La definición de este concepto ha sufrido cambios principalmente con el surgimiento de la Teoría de la Tectónica de Placas.

Existen dos acepciones de cuenca, en primer término se considera a ésta como una depresión batimétrica o topográfica. En un sentido más amplio se considera a un cuerpo de roca formando una gruesa secuencia sedimentaria. Desde el punto de vista de Tectónica de Placas, es una consecuencia inherente, de los procesos de formación o destrucción de litosfera. Estos cuerpos se pueden clasificar tomando en cuenta tres aspectos (Dickinson, 1974).

- El tipo de corteza y litosfera que sirve como sustrato para la cuenca
- La cercanía de la cuenca a los límites de la placa en que se encuentra ésta.
- El tipo de frontera de la placa o fronteras cercanas a la cuenca.

Una cuenca sedimentaria forma parte de la corteza terrestre, y se distinguen generalmente de corteza continental granítica o corteza oceánica basáltica por su menor densidad y menor velocidad de propagación de ondas sísmicas (Selley, 1998).

Debe hacerse notar que una cuenca sedimentaria es un área definida por potentes capas sedimentarias, sin hacer referencia a la topografía. Una cuenca sedimentaria puede ocurrir como parte de una cadena montañosa, bajo una planicie continental o en un océano. Similarmente, una cuenca oceánica actual no necesariamente representa una cuenca sedimentaria, incluso algunas están soportadas por rocas ígneas con solo una delgada cubierta de sedimentos (Selley, 1998).

ASPECTOS CONCEPTUALES E HISTÓRICOS DE LOS EP

Pettijohn (1975), discute la composición de los sedimentos terrígenos, intemperismo, transporte y depósito, enfatizando la tarea de interpretación que implica la Petrología Sedimentaria. Aunque no ocupa conceptos como análisis de cuenca o caracterización del área fuente, sienta las bases de los EP (Mc Bride, 1988).

Los EP se enfocan en estudiar la proporción y tipos de granos existentes en la roca; ya que el tipo y cantidad de terrígenos puede dar una idea muy clara del ambiente tectónico de las rocas fuente, debido a que existe una fuerte relación entre procedencia y cuenca, la cual se encuentra gobernada por la Tectónica de Placas, que en última instancia controla la distribución de los diferentes tipos de areniscas (Dickinson y Suczek, 1979).

Zuffa, ed. (1985) y Kleinspehn y Paola, ed.(s), (1988) dan a conocer los avances y aplicaciones de los EP, así como otros temas dentro de la técnica de Análisis de cuencas. Zuffa, ed. (1985), aborda tópicos como:

- i) el clima y relieve en las áreas fuente,
- ii) transporte mecánico de los sedimentos y los procesos de depósito,
- iii) procesos postdeposicionales,
- iv) la metodología adoptada en análisis petrográficos.

También menciona aspectos como técnicas analíticas y consideraciones importantes sobre los EP cuando se identifica y cuantifica el cuarzo, feldespatos, partículas verdes y minerales pesados. Finalmente se trata el uso de arenitas en el estudio de las configuraciones tectónicas actuales y antiguas (Zuffa, ed. 1985).

Kleinspehn y Paola; ed.(s), (1988); contiene una perspectiva más amplia, pues los EP ocupan una posición importante, pero no son la única herramienta en el proceso de Análisis de Cuencas.

Basu (1985), menciona que las variables que intervienen en la procedencia son: la roca fuente, el relieve, el clima y el transporte. Se asevera que la precipitación y la temperatura son los factores que más influyen en el intemperismo de las rocas. Estos dos factores son dependientes de la latitud, elevación, rasgos orográficos y distribución superficial de agua. El clima de una zona es independiente de la tectónica, pero la composición de las rocas es gobernada de manera inicial por la tectónica y los procesos de intemperismo son gobernados inicialmente por el clima (Basu, 1985). Determina que la única manera de evaluar el efecto del clima en la procedencia de un sedimento, es variar el clima y mantener constante el transporte, el relieve y la roca fuente. Un dato importante al respecto, es que las composiciones modales de la fracción de arena (fina, media y gruesa) de los suelos de las colinas son similares a las de los arroyos que drenan esas mismas colinas donde el ángulo de la colina es menor que el ángulo de reposo. Lo que implicaría que la composición inicial del aporte detrítico a un ambiente

sedimentario está determinada por el grado de intemperismo en una roca dada, atestiguado por la composición del suelo.

Respecto a la influencia del transporte, Luchi (1985) hace notar el importante vínculo que representa el transporte entre el área fuente y la zona de depósito. La procedencia es estudiada por petrógrafos, mientras que el emplazamiento es abordado por sedimentólogos. Las modificaciones que sufre un sedimento deben ser bien estudiadas. Es decir debe distinguirse de las modificaciones producidas por transporte y las provocadas por diagénesis. Las primeras son denominadas predeposicionales y postdeposicionales las segundas. Los sistemas de transporte pueden ser modificados por la ausencia o presencia de filtros de sedimentos. Como por ejemplo las fajas litorales, donde el material arrancado o partículas deleznable son depositados, otro ejemplo son las áreas de almacenamiento temporal como deltas y estuarios. Los procesos de transporte intervienen con variables a diferentes escalas, tamaños y orientación, material y flujo de energía. Los procesos de transporte deben distinguirse entre dos tipos: procesos selectivos y procesos masivos. En el primero los detritos tienen un comportamiento individual, mientras en el segundo un comportamiento colectivo. En procesos selectivos los granos de arena se mueven en contacto estrecho con el fondo mientras que durante el transporte masivo se forma una mezcla de fluidos con sedimento (llamada dispersión) con fronteras bien definidas debido a cambios en la densidad. Hay dos efectos principales del transporte selectivo: i) una selección de las partículas (por tamaño, forma y densidad). Esto también puede observarse en los flujos masivos, como las turbiditas. ii) una abrasión en las partículas que provoca una disgregación de partículas blandas y redondeamiento de partículas resistentes. En los procesos masivos las colisiones son menos numerosas y frecuentemente amortiguadas por la alta densidad de los fluidos. En los procesos selectivos un buen indicador visual de selección es la laminación en arenas (no laminación en rocas de grano fino). En este sentido Campbell (1967) citado por Luchi (1985), y otros autores han demostrado por trabajos experimentales que la laminación por tracción no necesita pulsaciones en la velocidad del flujo o en el aporte de arena. Por otro lado los procesos masivos, los flujos de alta densidad pueden ser divididos en inerciales (granulares) y viscosos (lodosos), el primero contiene más del 90% de fracción sólida y el segundo al menos 10% de lodo. Los flujos de alta densidad forman estratos masivos con base y techo bien definido; la selección es buena a moderada en flujos granulares y pobre en flujos lodosos.

McBride (1985), discute los diferentes procesos diagenéticos que modifican la composición original de las areniscas, sesgando por ende las interpretaciones de

procedencia. Estos procesos que pueden ocurrir en la superficie terrestre como a profundidades donde los grados de diagenesis se acercan a los procesos metamórficos. Los principales procesos son:

- disolución de feldespatos, líticos y minerales pesados.
- reemplazamiento de la composición detrítica original por minerales autígenos como carbonatos, arcillas y zeolitas principalmente.
- La albitización de plagioclasas más cálcicas que An_{50} y de feldespatos potásicos es muy común en areniscas profundamente sepultadas, con temperaturas mayores a 120°C.

“La mayoría de los investigadores coincide en que el ambiente tectónico incide en la composición, pero el enfoque es diferente. Ya que Potter (1978) lo relaciona con clima y tectónica, Maynard et al. (1982), con el tipo de cuenca, mientras que Dickinson y Suezcek (1979) con procedencia” (Valloni, 1985).

Dickinson (1985), considera que la configuración tectónica ejerce un control primario en la composición de las areniscas y un papel secundario factores como transporte relieve, clima, ambiente de depósito y cambios diagenéticos. Trabajos en areniscas actuales han producido resultados análogos a los encontrados en areniscas antiguas (Dickinson y Valloni, 1980; Valloni y Maynard, 1981).

UNIFORMISMO

Debe tenerse en cuenta que datos de arenas actuales donde se conoce el ambiente tectónico, relieve, roca fuente, transporte y clima, deben tener composiciones similares a las inferidas para areniscas de tiempos pasados. Es decir, las interpretaciones que se hagan con base en EP están determinadas por el uniformismo.

Este principio dice que los procesos que ahora ocurren también ocurrieron en el pasado geológico y que lo hicieron con la misma intensidad (Prothero y Schawb, 1996).

DISCUSIÓN RESPECTO AL TAMAÑO DEL GRANO EN EL CONTEO DE PUNTOS

Existe una discusión acerca de cual es la granulometría adecuada que debe estudiarse cuando se ocupa el método de conteo de puntos en lámina delgada. Debido a la relación con el contenido de este trabajo, se mencionan las dos tendencias que existen. Han evolucionado dos escuelas, la principal diferencia entre ellas, es la manera como se clasifican granos gruesos cristalinos (faneríticos) poliminerálicos (Weltje, 2002).

La Escuela Indiana considera la composición de una arenisca como una función de su procedencia, historia de transporte y modificaciones postdeposicionales. Un fragmento de roca es definido como un grano compuesto de dos o más fases o cristales, cumpliendo al menos uno de los siguientes criterios:

- Ninguna fase debe ocupar mas del 90% del área total del grano cuando se observe en sección delgada (comúnmente aplicable a granos de arenisca fina a muy fina)
- Esas dos fases o cristales son ambos mayores que 0.0625 mm de tamaño (comúnmente aplicable a granos de arenas medias a gruesas).

Una excepción a esta regla se hace cuando se trata de variedades de cuarzo policristalinas las cuales son consideradas como fragmentos de roca monomineralicas. Los fragmentos de carbonatos no se ajustan a este esquema. Este método ha sido diseñado para detectar cambios en la composición de areniscas resultado de intemperismo y transporte. La reducción del tamaño está acompañada por una modificación en la composición, debido a que la definición práctica de fragmentos de rocas esta acotada por el tamaño de grano.

La Escuela Gazzi-Dickinson enfatiza el uso de técnicas petrográficas para la reconstrucción de arreglos de placas tectónicas de las cuencas sedimentarias. Fue diseñado independientemente por Gazzi (1966), citado por Weltje (2002) y Dickinson (1970) para minimizar los efectos de las variaciones del tamaño de grano en la composición de las areniscas. Se diferencia del método Indiana porque los granos de arena monominerálicos o cristales (granos faneríticos: cristal cuyo tamaño excede 0.0625 mm) formando parte de un grano poliminerálico mayor, son clasificados como faneritas en lugar de granos poliminerálicos. Solamente fragmentos poliminerálicos de grano fino (granos afaníticos: aquellos cristales menores a 0.0625 mm) son clasificados como líticos, porque como granos pueden ser reconocidos a través del intervalo de tamaño de arena (Bogas, 1968), citado por Weltje (2002). En este esquema tampoco los carbonatos se ajustan fácilmente. En ausencia de otros criterios, estos granos son considerados como "clastos de caliza"

TIPO DE GRANOS

Es importante definir el tipo de granos que intervienen en el método de conteo de puntos y que es posible evaluar, así como la información que su presencia aporta o lo que dicha presencia pueda permitir en las interpretaciones. Las especies minerales más importantes en las rocas terrígenas son: cuarzo, feldespatos, líticos, arcillas.

El cuarzo es por mucho el mineral más abundante en los sedimentos siliciclásticos y rocas. Incluso en sedimentos los cuales son considerados como abundantes en fragmentos de roca, el cuarzo comúnmente constituye una proporción importante de los fragmentos de roca. Esto no significa que el cuarzo sea el mineral más abundante en sedimentos siliciclasticos o rocas, sino que el cuarzo es usualmente mucho mas abundante que feldespatos, biotita, moscovita, caolinita, illita y algún otro mineral (Basu, 1985).

Los feldespatos son un útil indicador de procedencia debido a su abundancia en muchas cuencas sedimentarias y porque las variaciones en sus propiedades físicas y químicas tienen implicaciones genéticas. Los feldespatos pueden ser formados en ambientes plutónicos y las propiedades de esos feldespatos son diferentes a las que tienen los que se forman en ambientes metamórficos o volcánicos. Debido a su inestabilidad química en los ambientes sedimentarios, los feldespatos sufren modificaciones durante la erosión, transporte y sepultamiento. Esta modificación incluye abrasión mecánica, reemplazamiento, disolución y albitización. El fracturamiento y rompimiento de los

detritos de feldespatos puede verse favorecido o inhibido por la presencia de maclado y zoneamiento. El transporte prolongado en ambientes de alta energía puede alterar suficientemente la abundancia de algunos tipos de maclas y zoneamiento lo cual implicaría que interpretaciones respecto al tipo de rocas fuente sean incorrectas.

Existen cuatro propiedades que sirven para obtener información de los feldespatos: i) composición química ii) naturaleza de las maclas iii) zoneamiento y iv) estado estructural. Las dos primeras fuentes de información son aplicables tanto a feldespatos potásicos como a los sódico-cálcicos. Existen autores (Trevena y Nash, 1981 citado por Helmold, 1985) que han delineado ocho grupos de procedencia en un diagrama ternario albita-anortita-ortoclasa. Estos grupos pueden ser usados como guía para determinar la fuente de los detritos de feldespatos en las areniscas; esta clasificación es útil para areniscas de procedencias mezcladas (Helmold, 1985).

El maclado es quizá la propiedad más usada para determinar la naturaleza de los feldespatos. La macla A ocurre en todas las litologías, pero son menos abundantes en los hornfels. La macla C está restringida a rocas volcánicas y plutónicas excepto los hornfels en los cuales ocurre en pequeñas cantidades. El tipo de macla varía con la composición; las maclas C son más abundantes en las plagioclasas cálcicas, particularmente aquellas mayores a An_{50} (Gorai, 1951, citado por Helmold, 1985). Tanto las maclas A como los cristales no maclados son más abundantes en las plagioclasas sódicas. Por otro lado en los feldespatos potásicos, el maclado en procedencia ha sido ocupado para distinguir entre rocas con microclina, ortoclasa o sanidino. La microclina es casi siempre maclada de acuerdo a las leyes de la albita o periclina y muy frecuentemente exhibe ambos tipos de maclado hasta formar la macla conocida como enrejado.

TIPOS DE DIAGRAMA

Después de ejecutar el método de conteo de puntos, se deben graficar los datos en algún Diagrama Ternario como los que indica Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson (1985). Se explicaran brevemente los cuatro tipos de diagrama que existen para graficar los resultados petrográficos obtenidos.

Existen cuatro principales representaciones, las cuales son importantes dependiendo de la variable a estudiar. Los dos primeros ocupan el total de los granos, mientras que los siguientes solo ocupan para su representación una porción incompleta de la población total de los granos (Figura 4.1).

Diagrama Ternario Cuarzo-Feldespato-Líticos (Dt-QFL): Se grafican juntos todos los granos de cuarzo pero el énfasis está en la estabilidad del grano y en consecuencia en el intemperismo, relieve de la zona de procedencia y mecanismos de transporte así como la roca fuente.

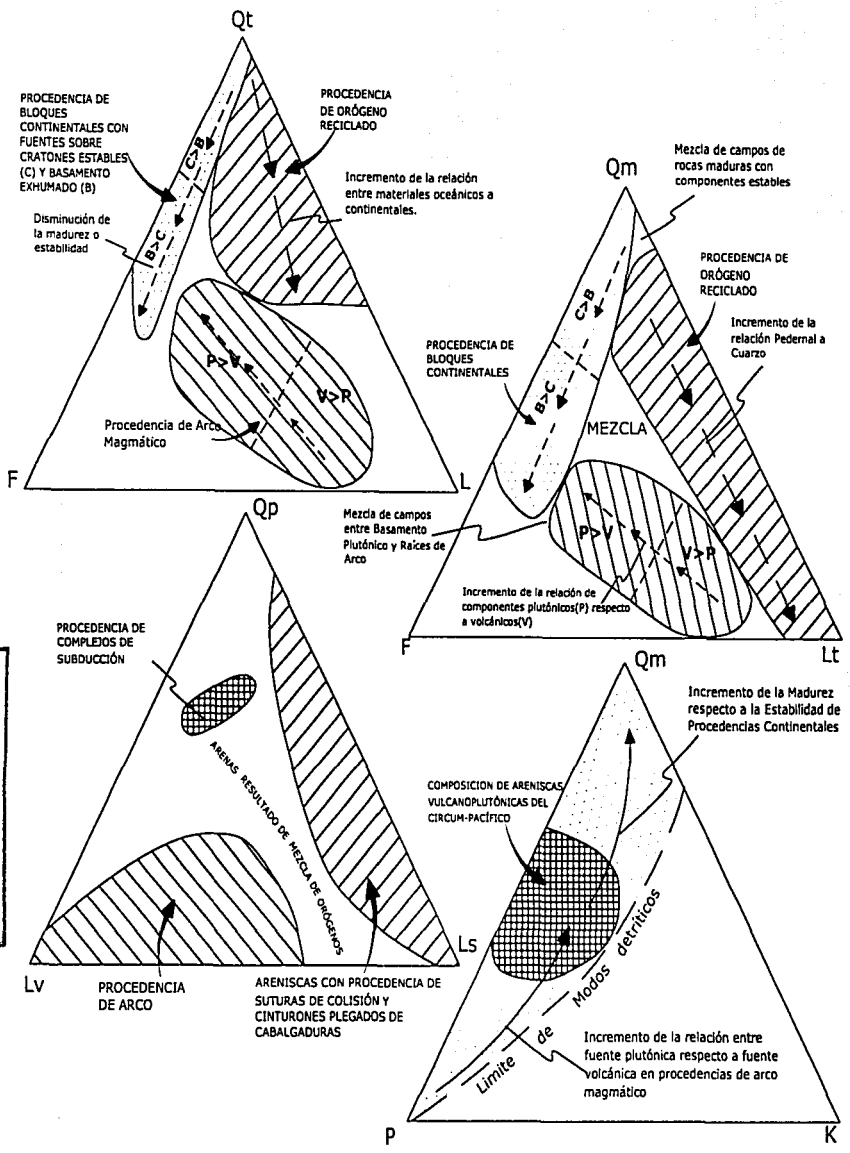
Diagrama Ternario Cuarzo Monocristalino-Feldespato-Líticos totales (Dt-QmFLt): En este diagrama, todos los fragmentos líticos son graficados juntos, el énfasis es enfocado hacia el tamaño de grano de la roca fuente, debido a que rocas de grano más fino producen más fragmentos líticos en el intervalo que corresponde al intervalo granulométrico de arena.

Diagrama Ternario Cuarzo policristalino-Líticos volcánicos-Líticos sedimentarios (Dt-QpLvLs): Muestra una población parcial de los granos y estudia el comportamiento de los granos policristalinos

Diagrama Ternario Cuarzo Monocristalino-Plagioclasa-Feldespato potásico (Dt-QmPK): Muestra una población parcial de los granos y estudia el comportamiento de los granos monocristalinos.

Al graficar la composición de algunas areniscas estudiadas, las cuales fueron colectadas en diferentes condiciones tectónicas, Dickinson y Suczek (1979), definió tres tipos principales de procedencia, los cuales tienen una representación clara en los diagramas arriba mencionados. Cuando se obtiene por análisis petrográficos la composición relativa de una arenisca, su posición en el Dt-QFL, permite asignar una procedencia a la roca estudiada.

FALLA DE ORIGEN
TESIS CON



LEYENDA

- Procedencia de Bloques Continentales
- Procedencia de Arco Magmático
- Procedencia de Orógeno Reciclado
- Q Cuarzo
- Qm Cuarzo Monocristalino
- Qp Cuarzo Policristalino
- F Feldespato
- L Líticos (Volcánicos + Sedimentarios)
- Lt Líticos totales (L + Qp)
- P Plagioclasa
- Lv Líticos volcánicos
- Ls Líticos sedimentarios
- B Basamento exhumado
- C Cratón estable
- V Volcánico
- P Plutónico

UNAM	FACULTAD DE INGENIERÍA	
TESIS PROFESIONAL		
Fig. 4.1 Se muestran los diagramas propuestos para discriminación de areniscas. Los dos primeros toman la población total de los granos contados, mientras que los dos inferiores muestran clasificaciones donde solo se usa una parte de los granos contados.		
(Dickinson, 1985)	2003	FERNANDO MIGUEL PÉREZ

Estudios de procedencia

TIPOS DE PROCEDENCIA

El diagrama de discriminación de condiciones tectónicas del área fuente de las areniscas se basa como se comentó antes en la proporción relativa de los granos de cuarzo, feldespatos y líticos, por lo cual Dickinson y Suczek (1979), define tres campos principales de procedencia: i) Bloques Continentales, ii) Arco Volcánico y iii) Orógeno Reciclado.

Los detritos en la mayoría de las areniscas pueden ser adscritas a fuentes de aporte acotadas o restringidas dentro de un catálogo de tipos de procedencia (Dickinson y Suczek, 1979 y Dickinson, 1985). El tipo de procedencia se determina con base en la posición que la composición de cada arenisca tiene en el Dt-QFL. Existen diagramas auxiliares o complementarios al Dt-QFL, como Dt-QmFLt, Dt-QpLvLs y Dt-QmPK, los cuales tienen un propósito específico para los fines de clasificación de la procedencia (Fig. 4.1). Así una composición detrítica permite determinar una procedencia de la que se puede interpretar una configuración tectónica en la que se encontraba la roca fuente.

PROCEDENCIA DE BLOQUES CONTINENTALES

Los detritos procedentes de bloques continentales sin relación a orógenos forman un espectro de tipos de areniscas derivadas de amplias áreas elevadas que incluyen cratones estables por un lado y por el otro bloques del basamento comúnmente limitados por fallas a veces exhumados (Dickinson y Suczek, 1979).

CRATÓN ESTABLE

La principal fuente para las arenas derivadas de un cratón son las zonas expuestas de granitos y gneises, así como los sedimentos de plataforma reciclados. Las arenas se acumulan bien como sucesiones de plataforma dentro del continente o son transportadas principalmente a márgenes continentales pasivas y flancos de cratón de cuencas de antepaís. La fuente de cuarzo puede ser inferida en cierto grado de certeza basado en la frecuencia y naturaleza de la extinción ondulosa y policristalinidad; sin embargo ambas propiedades pueden ser afectadas por la deformación de grano durante la diagenesis (Dickinson, 1985). El alto contenido de cuarzo y un elevado valor de la relación (Feld. Potásico/Plagioclasa) refleja intenso intemperismo sobre cratones con bajo relieve y prolongado transporte a través de zonas continentales con gradientes suaves (Dickinson y Suczek, 1979). Valores altos de la relación (Qm/Qp) en arenas maduras indica que el cuarzomonocristalino tiene mayor potencial para resistir en el ciclo sedimentario que

fragmentos líticos policristalinos (Dickinson, 1985). Evidencias experimentales muestran que el pedernal monocristalino es más resistente a la abrasión que el cuarzo monocristalino lo cual indica que su capacidad para resistir se basa fundamentalmente en su mayor estabilidad química más que en su mayor durabilidad mecánica (Harrel y Blatt, 1978, citado por Dickinson y Suczek, 1979).

La importancia de un intenso intemperismo para concentrar cuarzo respecto a los feldespatos o fragmentos líticos tiene un énfasis especial. En la mayoría de los casos, el transporte fluvial actuando solo aparentemente no es efectivo como influencia sobre la proporción de cuarzo en arenas. En el Amazonas, el promedio Q/Lt no cambia considerablemente a lo largo de 2500 km, desde su cabecera hasta la confluencia con el primer tributario importante, la cuenca de este tributario se encuentra dentro de las zonas bajas intemperizadas profundamente del Amazonas (Franzlini and Potter, 1983). Después, durante 1500 Km. aguas abajo el contenido de cuarzo aumenta notablemente debido quizá a una mezcla con tributarios que aportan areniscas cuarzosas.

En la evaluación del efecto combinado del clima y del relieve sobre la producción de arenas cuarzosas debe considerarse la posibilidad de intemperismo severo durante la permanencia sobre planicies bajas a lo largo trayectorias continentales (Dickinson, 1985).

BASAMENTO EXHUMADO

Los basamentos exhumados limitados por fallas a lo largo de cinturones incipientes de rift y fallas transformes dentro de bloques continentales producen areniscas arcóscicas principalmente en zonas adyacentes o cuencas pull-apart. Detritos similares pueden ser derivados de basamentos exhumados dentro de provincias de antepaís dislocadas y de plutones erosionados en arcos magmáticos profundamente disectados (Dickinson, 1985).

Las areniscas arcóscicas se depositan sin mucho transporte y en configuraciones tectónicas como son rifts, rupturas transformantes de bloques y zonas de cizalla dentro de continente. El relieve fuerte y una erosión rápida de las rocas exhumadas provocan un aumento del típico carácter arcóscico a cuarzo feldespático (Dickinson y Suczek, 1979). La presencia de líticos sedimentarios en estas areniscas refleja derivación parcial de una cubierta sedimentaria o metamórfica que enmascara parte del escudo compuesto de gneisses y granitos. Las arenas cuarzofeldespáticas con poco contenido de líticos

asociados a bloques exhumados forman un arreglo casi lineal en los diagramas Dt-QFL y Dt-QmFLt, el cual puede vincularse con las arenas arcósicas asociadas a cratones estables que se ubican en las cercanías de los vértices Qty Qm respectivamente (Figura 4.1 y Tabla 4.1; Dickinson, 1985).

TIPO DE PROCEDENCIA		CONFIGURACIÓN TECTÓNICA	COMPOSICIÓN DE LAS ARENISCAS	COMENTARIOS
BLOQUES CONTINENTALES	CRATÓN ESTABLE	Plataforma estable o en el interior del continente. Depositados en cuencas continentales o márgenes pasivas	Areniscas cuarzosas (alta proporción de cuarzo) con altas relaciones Qm/Qp y K/P.	Arenas derivadas de granitos y gneises. El largo transporte hace que aumente el contenido de cuarzo. Generalmente areniscas maduras.
	BASAMENTO EXHUMADO	Borde de rift o ruptura transforme	Areniscas cuarzofeldespáticas (ricas en Qm y feldespatos) con bajas concentraciones de Lt relaciones similares de Qm/F y K/P similares a las fuentes de aporte.	Composición cuarzo feldespática debido a que provienen de zonas con fuerte relieve y experimentan poco transporte.
ARCO MAGMÁTICO	DISECTADO	Raíces de arco de islas o arcos continentales. Depositados en cuencas de antearco y trasarco.	Areniscas feldespatolíticas. Pueden llegar a tener composiciones cuarzofeldespáticas cuando quedan expuestas las raíces batolíticas.	Mezcla de detritos de origen volcánico y plutónico. Pueden ser importantes los fragmentos líticos no volcánicos
	NO DISECTADO	Arcos de islas o continentales, en algunos casos activos	Areniscas Litofeldespáticas.	Detritos provenientes principalmente de elevaciones volcánicas sujetas únicamente a una moderada erosión.
ORÓGENO RECICLADO	COMPLEJO DE SUBDUCCIÓN	Altos estructurales entre la trinchera y el arco volcánico asociado a la subducción.	El componente clásico clave es el pedernal que llega a ser más abundante que el cuarzo y feldespato juntos.	Están compuestos principalmente de pedernal, argilitas y rocas verdes. Depositados en cuencas antearco o en la trinchera.
	ORÓGENO DE COLISIÓN	Napas y frente de cabalgaduras	Tienen un contenido intermedio de cuarzo, elevados valores de la relación (Q/F) y una abundancia de fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarias	Depositados a veces como turbiditas en cuencas remanentes. También en cuencas de antepaís adyacentes al orógeno o a lo largo del cinturón de sutura.
	ANTEPAÍS EXHUMADO	Cinturones de pliegues y cabalgaduras	Contenido moderadamente alto de cuarzo y un bajo contenido de feldespatos.	Depositadas en cuencas adyacentes al cinturón de plegamiento, también reciben aporte de áreas cratónicas. Generalmente poca influencia de arcos o cinturones de sutura.

Tabla 4.1 Tomado de Dickinson y Suczek (1979), Dickinson (1985) y de Sánchez-Zavala y Centeno Guerrero (2000).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El intemperismo en climas húmedos aumenta la proporción de cuarzo respecto a feldespatos. En el sur de los Apalaches, las areniscas arcóscicas de "primer ciclo" pueden tener promedios de cuarzo/feldespatos tan altos como 2:1 (Basu, 1976, citado por Dickinson y Suczek, 1979). Las plagioclasas son menos estables que el feldespato potásico en todas los regimenes climáticos, pero la diferencia se hace más marcada para áreas húmedas. En arenas fluviales de regiones semiáridas, la fracción de feldespato que es plagioclasa puede ser casi tan alta como la existente en rocas fuente de composición granítica, sin embargo en arenas fluviales de regiones húmedas, la fracción puede caer a solo la tercera parte de la roca granítica fuente de dichos sedimentos (James et al, 1981, citado por Dickinson, 1985), por esa razón la relación feldespato potásico respecto a plagioclasa se eleva hasta valores de 3 : 1 en algunas arenas arcóscicas.

PROCEDENCIA DE ARCO MAGMÁTICO

La mayoría de las arenas derivadas de arcos magmáticos edificados paralelos a zonas de subducción son materiales volcanoclásticos emitidos y erosionados de cadenas de estratovolcanes y "plateaus" de ignimbritas asociados; una profunda disección del arco volcánico puede dejar descubierto sus raíces batolíticas y provocar una elevación a arenas cuarzo-feldespáticas las cuales sería difícil distinguir de detritos arcóscicos producidos por un basamento exhumado (Dickinson, 1985) (Tabla 4.1)

Los detritos derivados de un arco son típicamente depositados en cuencas antearco e interarco, pero pueden también alcanzar cuencas de antepaís. Las areniscas incorporadas a complejos de subducción son comúnmente variedades derivadas de arco o de un arreglo vulcanoplutónico depositados en trincheras o en pendientes de trincheras.

La mezcla de fuentes volcánicas y plutónicas forma un espectro de arenas vulcanoplutónicas la cual abarca composición de feldespatolítico a litofeldespático, con altos valores de la relación (L_v/L_t) acompañado de un bajo a moderado contenido de cuarzo (Fig. 4.1).

En las arenas que tienen como roca fuente arcos de composición andesítica (basálticas o riódacíticas incluso), los fragmentos líticos más abundantes tienen textura microlítica mientras que los fragmentos líticos provenientes de zonas silíceas tienen texturas felsíticas o piroclásticas (Dickinson, 1985).

En los arcos poco disectados los detritos volcánicos son producidos principalmente por elevaciones de origen volcánico a lo largo de arcos de islas activos y en algunas márgenes continentales donde extensas cadenas volcánicas están sujetas sólo a erosión; los sedimentos son depositados en trincheras, en cuencas de antearco sobre el lado frontal de un arco, en mares marginales detrás de un arco y en cuencas locales dentro del cinturón volcánico. Los componentes principales de arcos magmáticos poco disectados, son granos de plagioclasa y fragmentos líticos volcánicos muchos de los cuales contienen fenocristales de plagioclasa (Dickinson y Suczek, 1979).

Los arcos volcánicos más erosionados y maduros, especialmente aquellos que se encuentran a lo largo de márgenes continentales, producen detritos de orígenes volcánicos y plutónicos; los cuales se mezclan y se depositan en cuencas de antearco y trasarco. La composición de estas arenas es compleja, pero se caracteriza por tener menor cantidad de clastos volcánicos ocupando una posición casi central en el Dt-QFL. Son comunes en proporciones importantes los feldespatos potásicos y las plagioclasas; los fragmentos líticos de origen diferente al de arco volcánico se encuentran en un rango amplio (Dickinson y Suczek, 1979).

PROCEDENCIA DE ORÓGENO RECICLADO

Este tipo de procedencia ocurre en diferentes configuraciones tectónicas donde rocas las estratificadas son deformadas, exhumadas y erosionadas: a) Complejos de subducción, donde los depósitos oceánicos y de trincheras son expuestos como cabalgaduras, isoclinales recumbentes y cinturones de melange, b) Cabalgaduras de trasarco, donde los estratos plegados de rocas sedimentarias y metasedimentarias de procedencia continental predominan en los flancos de cuencas de antepais, c) Cinturones de sutura, donde secuencias yuxtapuestas estructuralmente tanto de tipo continental como marino pueden funcionar como fuente de sedimentos para sistemas primarios que pueden alimentar cuencas de antepais o remanentes de cuencas oceánicas (Dickinson, 1985).

Las elevaciones orogénicas también dan origen a grandes sistemas fluviales que pueden transportar sedimentos desde orógenos reciclados a través de la superficie de bloques continentales adyacentes y en cuencas distales que tienen una variedad de configuraciones tectónicas (Potter, 1978 citado por Dickinson y Suczek, 1979).

Por su naturaleza, los sedimentos derivados de un orógeno reciclado incluyen diferentes proporciones de materiales cuya composición refleja una procedencia anterior como por

ejemplo de cratón o de arco volcánico. Además son materiales generados por procesos sedimentarios, que actúan solos o en combinación con diagenesis o procesos metamórficos. Por lo que después se presentan fragmentos líticos de pedernal, metapedernal, o derivados pelíticos como lutitas, pizarras y filitas; dando la diversidad que caracteriza a los sedimentos de orógeno reciclado (Fig. 4.1 y Tabla 4.1).

COMPLEJOS DE SUBDUCCIÓN

Estos complejos están compuestos principalmente de ofiolitas deformadas y otros materiales oceánicos; forman un alto estructural a lo largo de pendientes de trinchera interponiéndose entre el eje de la trinchera y la cadena volcánica producto de la subducción. Los sedimentos derivados de estas elevaciones pueden alimentar las cuencas de antearco o ser depositados en la trinchera, donde pueden ser incorporados nuevamente al complejo de subducción. En la identificación de ésta procedencia es determinante la cantidad de pedernal, la cual excede a los granos de cuarzo y feldespatos juntos, por múltiplos de dos o tres (Dickinson y Suczek, 1979). Asimismo todos los ejemplos estudiados en Dickinson y Suczek (1979) están compuestos principalmente de pedernal, argilitas y rocas verdes evidenciando que en estas zonas estuvieron ausentes o son escasos otros sedimentos monomineralicos. Algunos detritos derivados de complejos de subducción pueden intervenir en la composición de areniscas de arco y orógenos de colisión. Los detritos que son transportados más allá del alto estructural que representa el complejo de subducción y son depositados en la zona de la trinchera tienen un contenido anormalmente alto de pedernal.

ORÓGENO DE COLISIÓN

Los orógenos de colisión se refieren a zonas de acortamiento de la corteza compuestas principalmente de napas y franjas cabalgadas de rocas sedimentarias y metasedimentarias, las cuales son secuencias existentes a lo largo y cerca de las márgenes continentales antes del impacto tectónico y su sobreposición a lo largo del cinturón de sutura (Dickinson y Suczek, 1979). En forma menos importante puede haber ofiolitas a lo largo del cinturón de sutura, terrenos plutónicos dislocados estructuralmente de bloques del basamento o arcos magmáticos involucrados en la colisión. Los sedimentos derivados son depositados en las cuencas remanentes previo a su cierre como paquetes turbidíticos. Pero también en cuencas de antepaís adyacentes al orógeno así como cuencas desarrolladas a lo largo del cinturón de sutura. Están constituidos por materiales sedimentarios reciclados, con contenidos intermedios de cuarzo, un valor alto de la relación cuarzo respecto a feldespato y una abundancia de fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios. Las areniscas ricas en feldespatos probablemente contienen una influencia de terrenos ígneos exhumados

adyacentes a la sutura. Por otro lado, areniscas ricas en pedernal pueden incluir contribuciones importantes de sedimentos de *melanges* incorporados a lo largo del cinturón de sutura aunque nódulos de pedernal de secuencias carbonatadas pueden también constituir una fuente significativa.

ANTEPAÍS EXHUMADO

Los cinturones de pliegues y cabalgaduras forman elevaciones de las que al derivarse sedimentos, éstos son depositados directamente en cuencas de antepaís adyacentes y que también reciben aporte de áreas expuestas sobre cratones. Aunque las cuencas de antepaís rodean tanto orógenos volcánicos como de colisión, las zonas elevadas por plegamiento-cabalgamiento generalmente protegen a estas cuencas del aporte de arcos magmáticos o de los cinturones de sutura. Por esta razón hay areniscas producto del reciclado o retrabajo de secuencias sedimentarias que pertenecen al cinturón de pliegues y cabalgaduras. Algunas areniscas cuarzosas se confunden con una procedencia de bloques continentales, también es común confundirlas con arenas ricas en pedernal que proceden de orógenos de colisión. Quizá la composición más característica incluye moderadamente alto contenido de cuarzo estrechamente asociado a un bajo contenido de feldespatos. Algunas areniscas de esta procedencia contiene altas proporciones de detritos carbonatados reciclados de calizas y dolomías expuestas.

ARENISCAS A TRAVÉS DEL TIEMPO GEOLÓGICO

Los cambios en el tipo de areniscas indican una evolución de la Tierra. La mayoría de las arenitas feldespáticas (arcosas) arqueanas tienen como feldespato más abundante a las plagioclasas sobre los feldespatos potásicos, al contrario de las areniscas fanerozoicas. Las areniscas del arqueo inferior y medio, se presentan como gruesas secuencias de turbiditas que son invariablemente inmaduras composicional y texturalmente. Clastos de rocas ultramáficas como dunita y peridotita son mucho más comunes que los fragmentos graníticos. Granos detríticos como olivino, piroxeno y plagioclasas son abundantes, mientras que los clastos de cuarzo y feldespato potásico son escasos. Todos esos clastos son principalmente angulares y seleccionados pobremente; y muestran poca evidencia de abrasión durante el retrabajo. Muchas de las áreas emergentes fueron probablemente arcos máficos y ultramáficos, algunas zonas de manto o al menos de corteza muy profunda fueron erosionadas (Prothero y Schawb, 1996).

Hacia el final de la Era Arqueana son más abundantes arcosas con mayor abundancia de feldespatos potásicos que de plagioclasas y areniscas ricas en cuarzo. Este comportamiento se incrementa durante la era Proterozoica. Durante el Proterozoico, aparentemente grandes bloques continentales comienzan a ser más graníticos y suficientemente estables para que cuarzo-arenitas más maduras comiencen a aparecer (quizá recicladas y retrabajadas de areniscas). La tectónica comienza a ser en algunos aspectos, como la conocemos actualmente. Los cinturones proterozoicos exhiben una composición estructural y estratigráfica más parecida a la que presentan los orógenos modernos.

Las areniscas del Paleozoico son principalmente cuarzo-arenitas supermaduras, que consisten de 99% de granos de cuarzo que son invariablemente bien redondeados y bien seleccionados, evidencia que el intemperismo fue más intenso y que el transporte ocurre por agentes que son abrasivos eficientes (como viento, olas, fuertes corrientes de playa); donde los granos de arena han sido intemperizados y erosionados repetidamente. La descomposición química bajo condiciones tropicales puede en algunos casos producir cuarzo-arenitas en un solo ciclo, pero dichos depósitos son angulares y pobremente seleccionados; para alcanzar una supermadurez textural y composicional probablemente son necesarias varias etapas de reciclado y retrabajo (Dott y Porter, 1994, citado por Prothero y Schawb, 1996). La escasez de plantas terrestres hasta el Silúrico o Devónico

debió haber ayudado a producir cuarzo arenitas supermaduras, las cuales virtualmente desaparecen después del Paleozoico temprano.

APLICACIONES

Los EP pueden contribuir a aclarar o reafirmar reconstrucciones paleogeográficas, aunque también puede hacerlas menos claras, identificando zonas emergidas que aportaron material detrítico a las areniscas. También permite configurar el movimiento de materiales y entonces hacer afirmaciones acerca de paleocorrientes y paleopendientes (Pettijohn et al. 1972).

Respecto a sus aplicaciones prácticas, la aplicación de esta técnica puede hacer evidente la existencia de minerales de importancia económica como oro y cromo; ya que investigando la mineralogía de ríos actuales y arenas de playa y conociendo la procedencia es posible hacer más eficiente la exploración. Algunos granos pueden ser agregados o incorporarse minerales radioactivos como elementos traza con la intención de seguir su movimiento. Esto es de particular importancia en Ingeniería de Puertos, porque aunque la fuente es conocida, la dinámica del transporte se determina con muestreo (Pettijohn et al. 1972).

También la porosidad y la procedencia de areniscas, pueden relacionarse, las areniscas derivadas de fuentes graníticas pueden tener una mayor porosidad que aquellas con un elevado porcentaje de fragmentos de rocas argilíticas, las cuales tienden a ser lavadas y fluir dentro de los poros formando una barrera a el movimiento de fluidos y reduciendo su capacidad de almacenamiento (Pettijohn et al. 1972).

ALGUNOS TRABAJOS EN MÉXICO DE ESTUDIOS DE PROCEDENCIA

Yañez et al. (1991), citado por Sánchez-Zavala y Centeno-Guerrero (2000), se han ocupado de estudiar las secuencias vulcanosedimentarias de los Terrenos Cristalinos del sur, principalmente en el Complejo Acatlán. También se han hecho estudios a la columna sedimentaria del Terreno Guerrero con conclusiones importantes (Centeno-García et al. 1993). Este terreno cuya acreción se supone ocurrió en el Cretácico Tardío, ha sido dividido en un dos grupos genéticos. Un Basamento (Complejo Artcaga) de edad Triásica? y una asociación de rocas relacionadas a un arco volcánico (Subterrenos Teloloapan, Huetamo, Zihuatanejo principalmente) de edad Jurásico-Cretácico. En un estudio geoquímico para asignar procedencia usando como discriminador un diagrama

binario ϵ_{Nd} vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial; se determinó que el Basamento de este Terreno, tiene unas rocas que pueden asociarse a Basaltos de cordillera meso-oceánica, mientras que otras rocas (Formación Varales) se pueden asociar a una fuente continental (Centeno-García et al. 1993).

En el área de las cuencas salinas del Sureste; EP en muestras del Jurásico Superior; dieron como resultado dos fuentes principales: una, relacionada a un arco magmático disectado y otra derivado del levantamiento de un bloque cratónico (Albarran et al. 2002).

En Sonora se estudiaron dos miembros de la Formación El Tuli. Se encontraron dos tipos de procedencia. El primero es un Orógeno reciclado que incluye areniscas líticas, en las cuales existen tres tipos de fragmentos: sedimentarios, volcánicos y en menor proporción metamórficos. Los líticos sedimentarios incluyen limolita, lutita, arenisca de grano fino a mediano, y en menor proporción wackstone y lodolita calcárea. El segundo régimen tectónico corresponde con Arco Volcánico (Disectado y Transicional), son arenitas líticas. Los fragmentos sedimentarios más abundantes son lodolita y lutita, mientras que los fragmentos volcánicos son de dos clases: andesíticos con textura pilotáxítica y tobaceos con textura fluidal (García y Rodríguez, 2002)

EP EN LA ZONA DE ESTUDIO

Aunque la Formación Chicontepec no aflora en la zona de estudio su relación espacio-temporal con las Formaciones Eoceno-Miocénicas de la zona estudiada, hace necesario su estudio. Esta formación se depositó por corrientes de turbidez con una dirección general NW-SE dicho depósito ocurrió en paleocañones submarinos que fueron constreñidos con una metodología integrativa de datos bioestratigráficos, registros geofísicos de pozos y perfiles sísmicos (Bush y Govela, 1978).

En el aspecto petrográfico y de procedencia se caracteriza a las areniscas de la Formación Chicontepec como inmaduras y con una composición promedio de $Q_{17} F_{10} R_{73}$; los componentes principales que existen en orden decreciente son fragmentos de rocas carbonatadas, cuarzo, feldespatos, fragmentos de rocas volcánicas, pedernal y fragmentos de rocas metamórficas; la plagioclasa es el feldespato más abundante (Bitter, 1993).

Bitter (1993), dividió las areniscas estudiadas en tres poblaciones tomando en cuenta la abundancia relativa de los clastos; la población con el mayor número de areniscas tiene como clasto más abundante fragmentos de micrita (Tabla 3.2).

POBLACIÓN	COMPOSICIÓN	COMENTARIOS
Población 1	Q ₁₃ F ₆ R ₈₁	Están compuestas principalmente de fragmentos de rocas carbonatadas.
Población 2	Q ₅₄ F ₅ R ₄₁	Son las que tienen más cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas que todas las poblaciones.
Población 3	Q ₅ F ₅₀ R ₄₅	Contienen más feldespatos y fragmentos de rocas volcánicas que otras poblaciones.

Tabla 3.2 Datos de petrografía de las poblaciones en que se agruparon muestras de la Formación Chicontepec (Bitter, 1993).

Carranza-Edwards y Rosales-Hoz (1995), hacen un análisis de los sedimentos de playa ubicados en las cuencas de Tampico y de Veracruz; el objetivo planteado en este trabajo es evaluar como la depositación en ésta margen pasiva afecta la composición petrológica y textural de arenas de playa, particularmente aquellas con rocas volcánicas en el área fuente contra aquellas que no tienen dichas rocas. Se estudiaron 30 localizaciones del litoral mexicano este; dentro de la zona de estudio se encuentran las siguientes localidades. Tecolutla, Riachuelos, Paraíso, Rancho Eufrosina, Nautla y Vega de Alatorre. Carranza-Edwards y Rosales-Hoz (1995), seleccionaron dos grupos considerando patrones fluviales y litologías presentes en las áreas fuente de los sedimentos; un grupo tiene rocas volcánicas en el área fuente y el otro recibe detritos volcánicos en pequeñas cantidades. Las arenas del grupo No volcánico son más ricas en cuarzo que aquellas del grupo volcánico, las cuales tienen un alto contenido de fragmentos de rocas volcánicas. La mayoría de las muestras del grupo volcánico caen dentro de arenas cuyo dominio tectónico es Arco volcánico, según Dickinson (1985); lo cual sugiere que el extremo oriental del Eje Neovolcánico Mexicano así como el centro volcánico de Los Tuxtlas, representa una margen activa durante su formación (Carranza-Edwards y Rosales-Hoz, 1995).

CAPITULO 5 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

SELECCIÓN DE LAS ARENISCAS A ESTUDIAR

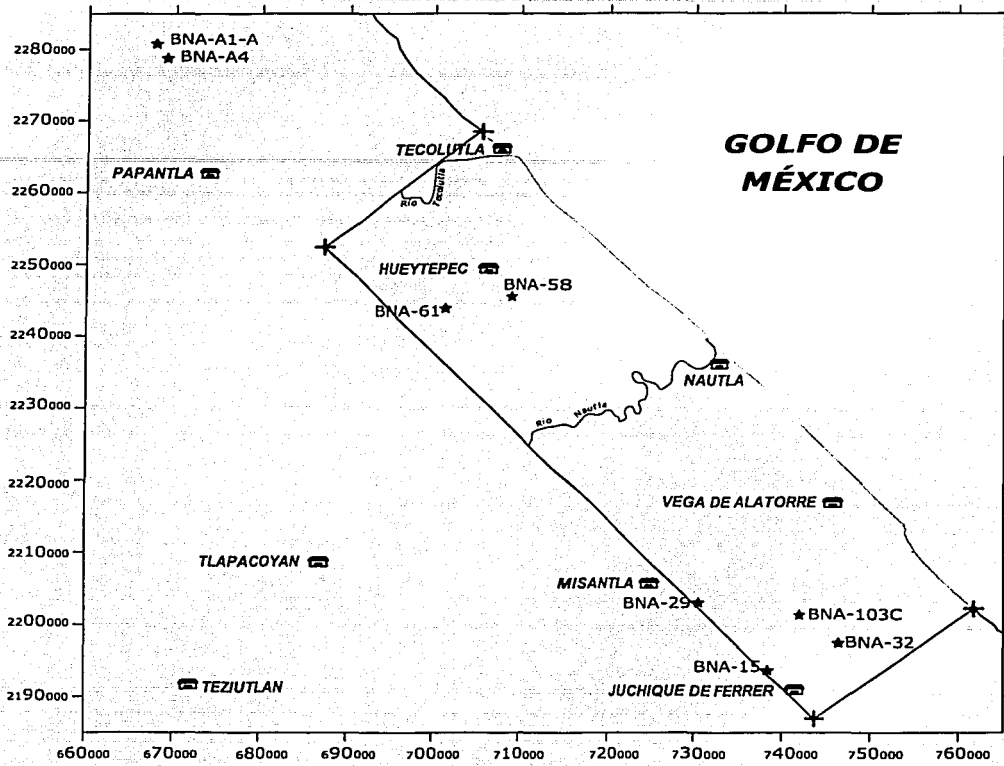
Luego de un análisis previo se seleccionaron las areniscas a estudiar por el método de conteo de puntos. Se escogieron aquellas con las siguientes características:

- Muestras que fueron colectadas en afloramientos de buena calidad.
- Que petrográficamente son representativas de la formación a la que pertenecen.
- Que su ubicación estratigráfica fuera clara y/o estuviera bien establecida.
- Que en la medida de lo posible fueran de tamaño grano de arena gruesa.

Durante el estudio petrográfico se identificaron areniscas con abundantes fragmentos bioclásticos; pero se evitó caracterizar muestras con más del 5% de fragmentos orgánicos, dado que la caracterización faunística no esta dentro de los objetivos de este trabajo.

Las areniscas del Mioceno en el área de estudio, tienen afloramientos muy escasos y mal conservados, por lo que se estudiaron dos muestras al noroeste del área de estudio, sobre una carretera recién construida (Fig. 5.1).

Para la mayoría de las láminas delgadas estudiadas se utilizó el objetivo de 50X (Tabla 5.1); en dichas láminas se identificaron o agruparon los detritos en diez tipos de clastos (Tabla 5.2).



- ★ Muestra ocupada en EP
- ▣ Población importante
- ~ Río
- + Vértice del área de estudio

UNAM	FACULTAD DE INGENIERÍA	
TESIS PROFESIONAL		
Figura 5.1 Localización de todas las muestras ocupadas para Estudios de Procedencia.		
ESC 1 : 750 000	2003	FERNANDO MIGUEL PÉREZ

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CLAVE DE MUESTRA	ESTE (m)	NORTE (m)	LOCALIDAD	Aumento
BNA-15	738089	2193157	La Flor	20X
BNA-29	730497	2203038	Buenos Aires	50X
BNA-32	746469	2197428	El Chaparral	20X
BNA-58	708965	2245455	Los Manantiales	50X
BNA-61	701351	2243810	Gran Morelos	50X
BNA - A1-A	667693	2280863	Autopista	50X
BNA- A4	668948	2278785	Autopista	50X
BNA-103C	742013	2201116	Cerro Los Aguacates	20X

TABLA 5.1 Muestras estudiadas por conteo de puntos, las localidades donde se colectaron y su ubicación en coordenadas UTM (Zona 14Q)

Cuarzo Monocristalino	Cuarzo Policristalino
Pedernal	Feldespatos
Fragmentos de Caliza	Fragmentos Metamórficos
Fragmentos sin identificar	Óxidos y Opacos
Matriz	Cementante

TABLA 5.2 Se indican los tipos de clastos identificados durante el proceso de conteo de puntos.

RESULTADOS PETROGRÁFICOS

DESCRIPCIÓN DE LOS CLASTOS

Se describirá brevemente los diez tipos de clastos identificados durante el conteo de puntos; sus características microscópicas, las diferencias que existen entre ellos, algunos comentarios sobre los procesos de diagénesis. Se elaboró una tabla donde se muestra de manera global y esquemática un resumen de las areniscas estudiadas (Tabla 5.3). Los resultados numéricos se expresan en la Tabla 5.4.

CUARZO MONOCRISTALINO:

Anguloso, granulometría de arena media-fina. Son los menos afectados por procesos de diagénesis. Con luz paralela son incoloros y con nicoles cruzados presentan color de interferencia de primer orden. Generalmente de formas triangulares en el tamaño de grano más pequeño.

CUARZO POLICRISTALINO:

Existen tres tipos dentro de este grupo: El primer tipo de cristales de este tipo tienen bordes curvos (smooth) y muy escasamente crenulados, forma subangulosa a subredondeada. El segundo tipo de estos cuarzos presentaba límites casi rectilíneos entre cristales, menos abundante que el primer tipo, es más común en muestras del Mioceno. También se consideran dentro de este grupo cristales de cuarzo monocristalinos con extinción ondulante, debido a su asociación con procesos metamórficos. Sin embargo el tamaño de grano de estos tres tipos de fragmentos el tamaño de grano es similar, así como su redondez la cual va de subangulosa a subredondeada, tienen dimensiones mayores que el cuarzo monocristalino.

FELDESPATOS

Los fragmentos de este tipo son escasos. Se observan dos grupos. El primero de ellos son plagioclasas macladas, mientras que el otro grupo, son feldespatos alcalinos. Aunque las plagioclasas son más abundantes, que los feldespatos alcalinos, son de grano más fino. Se encuentran en algunas ocasiones reemplazadas por carbonatos; este reemplazamiento ocurre a través de los planos de maclas; sin embargo se contaron como feldespatos como lo recomienda Dickinson (1988). El reemplazamiento más severo ocurre en muestras del Eoceno, mientras que la mayor variedad en la composición y granulometría de esta fase ocurre en el Mioceno.

FRAGMENTOS DE CALIZA

Aparecen en todas las muestras estudiadas. Pero en las muestras del Eoceno su aporte a la composición detrítica expresada en porcentaje es mayor que en la muestras del Mioceno. Tiene color neutro con luz paralela. La granulometría de los fragmentos varía incluso dentro de una misma muestra, pero son de los fragmentos más gruesos (arena media-fina). Se observa subangulosa a redondeada. En algunos casos los bordes están cristalizando a microesparita, principalmente en el Eoceno. En el Mioceno son de grano más fino –excepto en BNA-A4; a veces reemplazadas por óxidos y posiblemente arcillas.

En la muestra BNA-15 hay clastos de limolitas con detritos angulosos de cuarzo monocristalino y policristalino dentro de una matriz micrítica. Estos puntos fueron considerados dentro de este grupo.

FRAGMENTOS SIN IDENTIFICAR.

Estos fragmentos se consideran dentro del análisis debido a su importancia y características petrográficas bien definidas. Se presentan dos tipos de estos fragmentos. El primero es subanguloso, granulometría de arena media y con relictos de textura microlítica; podrían corresponder con fragmentos volcánicos. Color pardo oscuro con luz paralela, debido a procesos de alteración. Con nicols cruzados es negro. El segundo tipo tiene, matriz cristalina menos alterada, de composición ácida y se observaban algunas inclusiones; podrían ser fragmentos de feldespatos potásicos. Generalmente de grano mas grueso que el primer tipo.

FRAGMENTOS METAMÓRFICOS

Dentro de este grupo se consideran cuarzos de extinción ondulante y de grano grueso. También algunos detritos formados por un mosaico de cuarzo policristalinos, con algunas escamas de mica. Otros cuarzos policristalinos se consideran dentro de esta fase debido a que uno de esos cristales ocupaba más del 90% área del detrito, el cual es de grano medio-grueso.

En ocasiones, los procesos de alteración hacen que tengan un aspecto similar los fragmentos sin identificar y los líticos metamórficos, pero se encontraron dos factores para diferenciarlos

- Los fragmentos metamórficos con luz paralela son incoloros, mientras que los fragmentos sin identificar, son verdosos y con nicoles cruzados se observa desarrollo de carbonatos en estos últimos.
- Con nicoles cruzados se observan los típicos bordes curvos de los fragmentos metamórficos, mientras que en los fragmentos sin identificar donde la alteración no es tan severa, se pueden ver los bordes rectos de inclusiones o microlitos quizá.

PEDERNAL

Es un componente muy escaso. Generalmente de grano más grueso que los detritos de cuarzo monomineralicos y policristalinos (BNA-67). Es posible diferenciarlo de los fragmentos metamórficos y los cuarzos policristalinos de grano fino debido a su naturaleza criptocristalina, además su forma de alterarse es diferente. Ya que el pedernal con luz transmitida, es amarillento con algunos óxidos.

OPACOS

En este rubro se consideran algunos minerales opacos que quizá podrían ser pirita, así como óxidos, la mayoría de hierro. Los minerales opacos son angulosos y equidimensionales de grano muy fino. Los óxidos son amorfos y con luz transmitida tienen un color rojizo. En la muestras BNA-58 y BNA-29, con un microscopio de fluorescencia, se determinó la presencia de pirita. Con este mismo equipo en las muestras anteriores BNA- 61 y BNA-32; se descartó la presencia de materia orgánica.

MATRIZ

La matriz es escasa y de grano muy fino; de tono oscuro con luz paralela. En algunos casos se observa como producto de la disgregación de los fragmentos de micrita. Rellena huecos y pequeñas fracturas.

CEMENTANTE

Constituido principalmente por esparita y en menor cantidad por microesparita. Con luz paralela es incoloro. Con nicoles cruzados tiene birrefringencia de tercer orden y en algunos casos se observan las trazas de los planos de crucero a 120°. En algunas muestras del Mioceno se observan pequeños cristales bien desarrollados de dolomita. La microesparita se presenta en los bordes de los fragmentos de micrita.

OBSERVACIONES PETROGRÁFICAS

Las areniscas varían de moderadas a mal clasificadas. La fracción más fina en todas las areniscas es bien seleccionado (cuarzo) y los fragmentos más gruesos son mal seleccionados (fragmentos de micrita y pedernal), son texturalmente inmaduras a submaduras, Las areniscas del Eoceno se clasifican como Litarenitas de fragmentos de micrita, mientras que las del Mioceno son Sublitarenitas ricas en cuarzo (excepto BNA-61).

Se puede observar que las areniscas analizadas de edad eocénica tienen un tamaño de grano mayor que las areniscas del Mioceno, sin embargo esto quizá está influenciado por el método de muestreo.

El tamaño de grano de las areniscas eocénicas es de arena media a arena fina. El constituyente clástico más abundante son fragmentos de micrita. En algunos casos estos fragmentos contienen algunos fósiles que pueden ser radiolarios y foraminíferos. Los feldespatos están reemplazados por carbonatos muy frecuentemente. Hay algunos fósiles que están permineralizados con óxidos. Su composición detrítica promedio normalizada es $Q_{36} F_{7} L_{57}$.

El tamaño de grano de las areniscas miocénicas es de arena fina-muy fina. El constituyente clástico más abundante es el cuarzo. Los fragmentos de micrita comienzan a cristalizar en los bordes. Estos fragmentos son menos abundantes que en las muestras del Eoceno. Existen zonas con óxidos de manera abundante. Los feldespatos alcalinos (ortoclasa) son mas abundantes que en muestras más viejas y están reemplazadas con menor frecuencia (Tabla 5.3). Su composición detrítica promedio normalizada es $Q_{78} F_{5} L_{17}$.

	CUARZO	FELDESPATOS	FRAGMENTOS LÍTICOS		FRAGMENTOS SIN IDENTIFICAR	DIAGENESIS	TEXTURA
			Sedimentarios	Metamórficos			
EOCENO Q ₃₆ F ₇ L ₅₇ .	La variedad monocristalina es más abundante que la policristalina; pero de grano más fino.	Principalmente plagioclasas con maclas polisintéticas.	Abundan los fragmentos de micrita y en menor proporción los de pedernal. Ambos subredondeados a redondeados. Se presentan dos muestras con fragmentos de areniscas	En algunos casos se observan cristales de micas dentro de los clastos policristalinos mayores a 60 micras; los límites entre cristales tienen bordes curvos.	Es posible que algunos sean feldespatos y otros fragmentos volcánicos.	Los feldespatos son reemplazados por carbonatos y con menor frecuencia arcillas. Hay óxidos	El cuarzo ígneo es anguloso y grano de arena muy fina-media, mientras que los feldespatos, cuarzo metamórfico, fragmentos de micrita y fragmentos metamórficos van de subangulosos a redondeados. En general grano de arena media-fina
MIOCENO Q ₇₈ F ₅ L ₁₇	Granulometría de arena fina-media. Más abundante que en las muestras del Eoceno.	Hay microclina y ortoclasa; aunque también hay plagioclasas con maclas polisintéticas, las cuales son de grano más fino.	Los fragmentos de micrita son igual o menos abundantes que los de detritos de cuarzo. Es un poco más abundante el pedernal.	Igual que Eoceno, la única diferencia son algunos fragmentos de filita en BNA-15.	En el Mioceno son más abundantes y variados.	Se observan cristales bien desarrollados de dolomita. Micrita y arcilla en relleno de fracturas	Grano arena finamuy fina. Más deleznable que las muestras del Eoceno. En algunas zonas textura cristalina.

TABLA 5.3 Se presentan de manera resumida las características más importantes de los tipos de clastos estudiados y las diferencias que existen.

TESIS CON
 FALTA DE ORIGEN

Discusión de resultados

		EOCENO				MIOCENO			
Formación	Guayabal	Tantoyuca	Guayabal	Tantoyuca	Escolin	Tuxpan	Tuxpan	Escolin	
Muestra	BNA-15	BNA-32	BNA-29	BNA-103C	BNA-A1-A	BNA-A4	BNA-58	BNA-61	
CONSTITUYENTES DE LAS ARENISCAS	Cuarzo Monocristalino	144	284	205	95	612	635	416	282
	Cuarzo Policristalino	73	109	136	50	141	129	118	38
	Feldespatos Plagioclasa	40	108	61	58	79	114	29	3
	Fragmentos sin identificar	38	65	104	19	136	73	63	5
	Fragmentos de Caliza	421	934	347	437	140	604	95	9
	Fragmentos Metamórficos	63	53	42	87	41	31	15	7
	Pedernal	142	13	7	11	0	9	20	3
	Opacos	32	13	10	0	27	4	18	85
	Cemento	423	888	567	707	1317	888	689	135
	Matriz	124	33	21	36	7	13	37	933
Puntos contados	1500	2500	1500	1500	2500	2500	1500	1500	
Aumento	20X	20X	50X	20X	50X	50X	50X	50X	

TABLA 5.4 Resultado del Proceso de Conteo de Puntos.

PROCEDENCIA DE LAS ARENISCAS DE ACUERDO AL Dt-QFL

Cuando se comparan todos los tipos de clastos, para ponderar su aporte a la población detrítica se observa que las muestras del Eoceno tienen un menor contenido de cuarzo monocristalino y una mayor cantidad de fragmentos de micrita que las muestras del Mioceno (Fig. 5.2). Cuando se normalizan los porcentajes, eliminando las fracciones correspondientes a la matriz, al cementante y a los óxidos, esta agrupación se hace más evidente, como se observa en la gráfica de la figura 5.3. Las areniscas del Mioceno presentan un enriquecimiento en cuarzo.

Usando los diagramas propuestos por Dickinson (1985), para determinar la procedencia de las areniscas; se observa que las muestras se pueden separar en dos grupos bien definidos. En el Dt-QFL, el primer grupo se encuentra en la cercanía del vértice L (Líticos), debido al importante aporte de los fragmentos de micrita y su edad es Eoceno. El segundo grupo de edad Mioceno, se encuentra más cercano al vértice Q, debido a un aumento en la cantidad de cuarzo (Fig. 5.4). Resalta que la separación de las areniscas coincide con la agrupación de edad; presentándose dos excepciones.

Es decir, en las areniscas estudiadas, la mayor proporción de líticos carbonatados, se presenta en las muestras del Eoceno; mientras que en las areniscas del Mioceno se presenta un enriquecimiento relativo de cuarzo. Este resultado coincide con lo reportado por Vélez (2001).

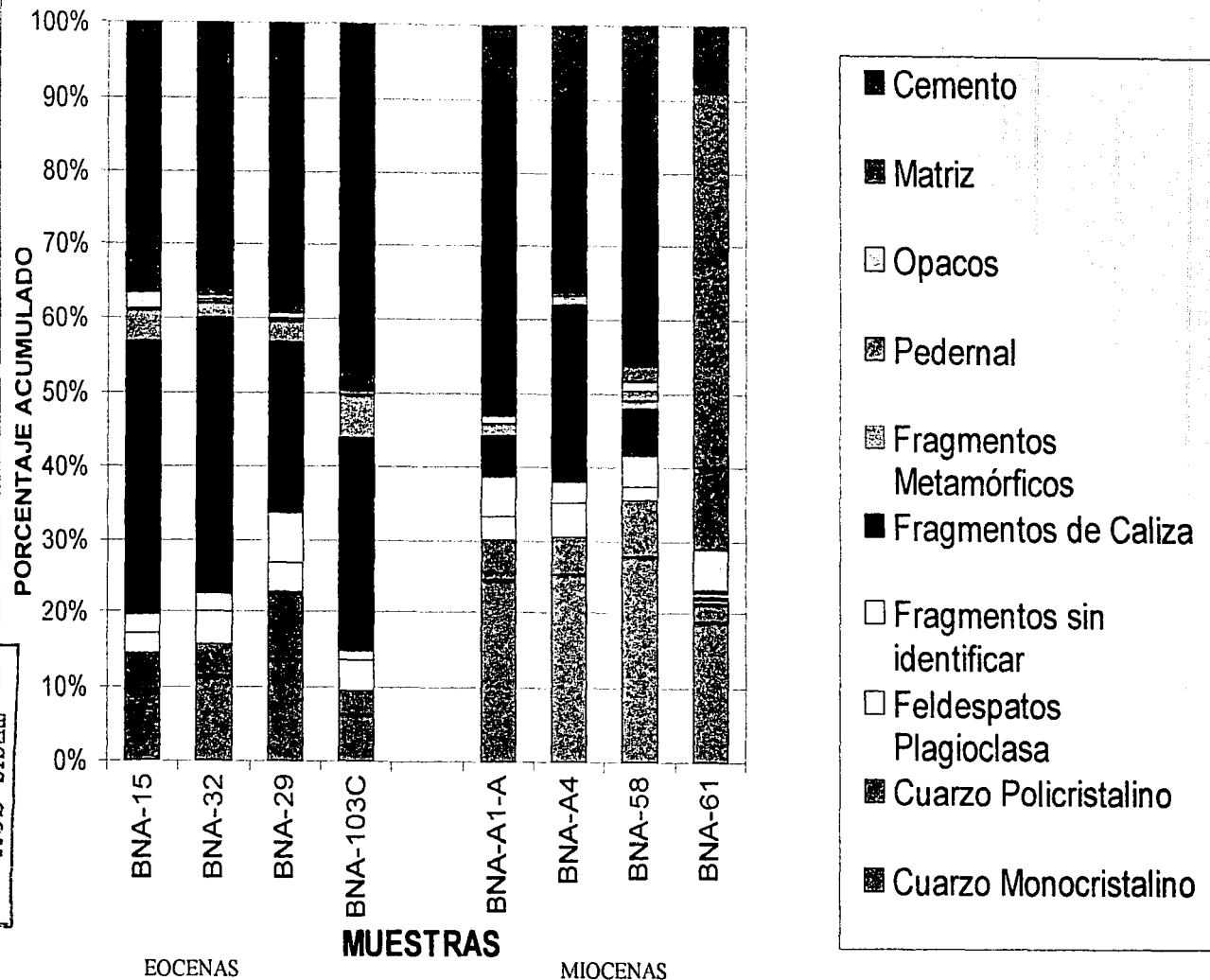
DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En el Dt-QFL de Dickinson (1985), las areniscas del Mioceno indican una procedencia de Orogeno Reciclado (Fig. 5.4 A). Este resultado concuerda con el propio del Dt-QmFLt (Fig. 5.4 B). Aún cuando para el Dt-QFL se incluyó la fracción correspondiente a los fragmentos de micrita y en el Dt-QmFLt no. La similitud en los resultados se debe a que el primer diagrama hace énfasis acerca de la estabilidad del grano y la acción del intemperismo; mientras que en el Dt-QmFLt el énfasis se cambia hacia el tamaño de grano de las rocas fuente, porque rocas de grano fino producen fragmentos líticos dentro del intervalo de arena (Dickinson, 1979).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

APORTE DE TODAS LAS FASES MINERALES



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Figura 5.2 Se muestra el porcentaje acumulado de todos los constituyentes en cada muestra; se encuentran agrupadas por edad. Se observa una clara variación en las cantidades de cuarzo y fragmentos de micrita entre las muestras del Eoceno respecto a las del Mioceno.

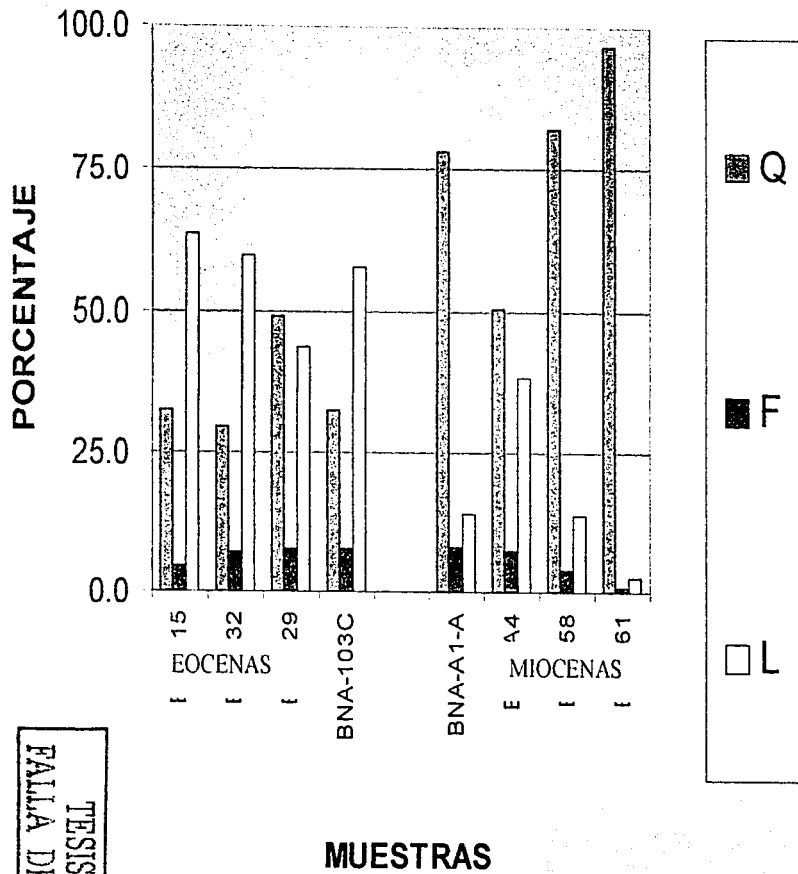


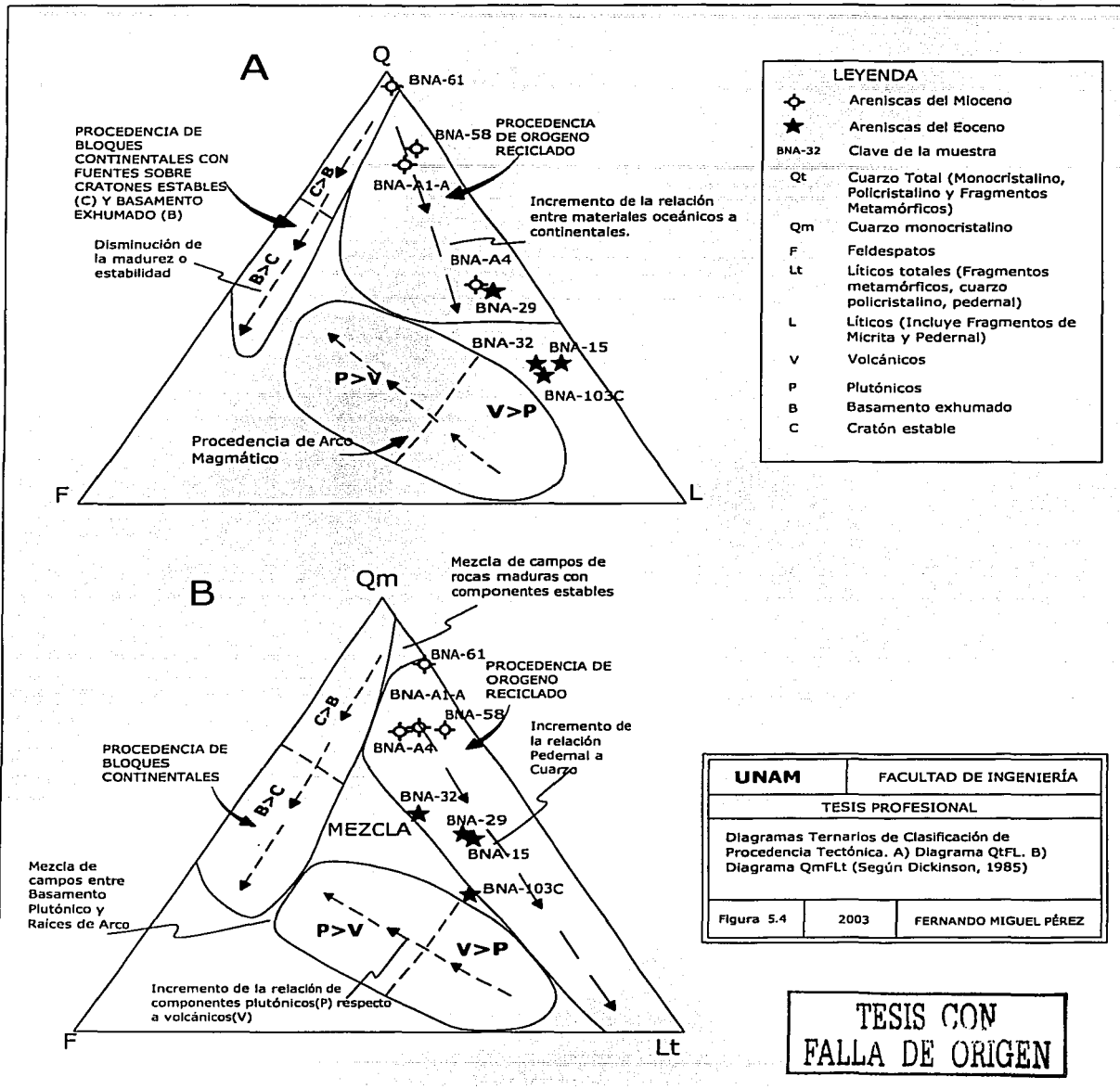
Figura 5.3 Se comparan los porcentajes normalizados de Cuarzo, Feldespatos y Líticos, incluyendo los fragmentos de micrita. Se observa un aumento en la cantidad de cuarzo en las muestras del Mioceno, así mismo es posible ver una disminución en la cantidad de fragmentos de micrita en dichas muestras.

Q= Cuarzo Monocristalino + cuarzo Policristalino + fragmentos Metamórficos

F= Feldespatos

L= Líticos de micrita + pedernal

TESIS CON FALTA DE ORIGEN



UNAM	FACULTAD DE INGENIERÍA	
TESIS PROFESIONAL		
Diagramas Ternarios de Clasificación de Procedencia Tectónica. A) Diagrama QtFL. B) Diagrama QmFLt (Según Dickinson, 1985)		
Figura 5.4	2003	FERNANDO MIGUEL PÉREZ

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Para el Eoceno, la determinación de la procedencia tiene menor certidumbre. En el Dt-QFL solo una arenisca se encuentra dentro del campo de orógeno reciclado y las demás no caen dentro de algún campo en particular. En el Dt-QmFLt todas las areniscas excepto la marcada como BNA-103C caen dentro de la procedencia de orógeno reciclado. Podemos concluir de manera preliminar que la procedencia de las areniscas eocénicas también corresponde a orógeno reciclado. Esta clasificación se discute cuando se analiza la evolución en la composición detrítica de las areniscas.

En comparación con las muestras del Eoceno, las del Mioceno tienen una mayor cantidad de granos estables, como se aprecia en el Dt-QFL (Fig. 5.4 A). La muestra BNA-29, entre las areniscas del Eoceno, es la que tiene el menor tamaño de grano. Lo que explica su posición ligeramente anormal respecto a las demás areniscas del Eoceno. La muestra BNA-61 es la que tiene el menor tamaño de grano de todas las areniscas estudiadas y presenta el menor grado de litificación. Por otro lado la muestra BNA-103C es la que presenta la mayor variación granulométrica, observándose clastos con tamaño de grano de arena gruesa a muy gruesa; principalmente fragmentos de micrita con organismos. Se comentan estas dos últimas muestras por su ubicación final o extrema en el conjunto mostrado en la Fig. 5.4 A.

En el diagrama Dt-QtFLt (Fig. 5.4 B), la distinción entre las areniscas del Mioceno y del Eoceno es contundente. En este diagrama, donde se han eliminado los fragmentos de micrita y donde se muestra la influencia del tamaño de grano en la composición; las areniscas del Mioceno, que son de grano más fino que las eocenas, quedan más cerca del Vértice Qm que las eocenas. En los estudios petrográficos se observa que los clastos de grano más fino son los del cuarzo monocristalino en las areniscas miocénicas, por lo que es posible suponer para las rocas fuente del Mioceno, procesos de retrabajo o reciclado de los detritos de las formaciones Paleocenas, Eocenas e incluso Jurásico-Cretácicas.

Cuando se comparan los diferentes tipos de cuarzo, se observa nuevamente que existe una clara diferencia entre las muestras del Mioceno respecto de las propias del Eoceno (Fig. 5.5) Estas últimas presentan un porcentaje menor en la variedad monocristalina respecto a sus correspondientes del Mioceno. Otro cambio que se observa en esta figura es que los fragmentos metamórficos (descritos en la parte de resultados petrográficos), disminuyen notablemente del Eoceno al Mioceno.

Así, es posible concluir que la mayor estabilidad química y resistencia a la abrasión del cuarzo monocristalino le permite resistir los procesos de erosión a los que es sometido durante el transporte.

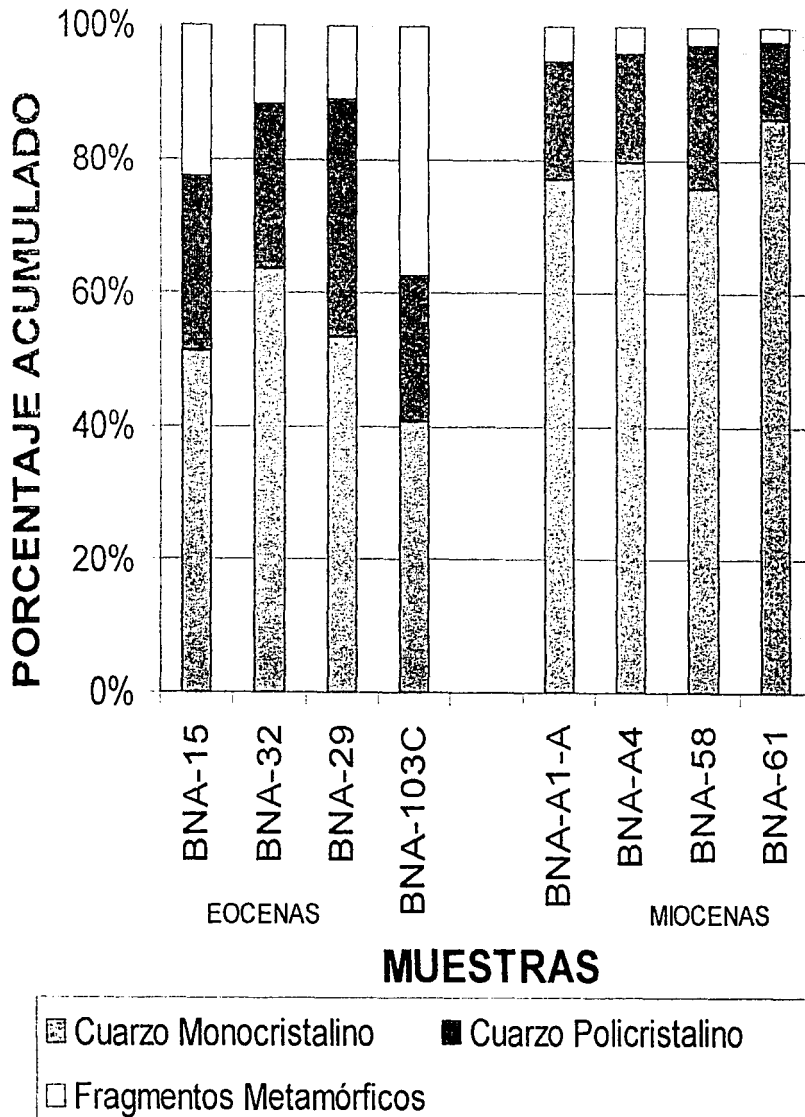


Figura 5.5 Se comparan los diferentes tipos de cuarzo. Se observa que las muestras del Mioceno presentan un aumento en la cantidad de cuarzo monocristalino y simultáneamente experimentan una disminución en el aporte de los fragmentos metamórficos. El cuarzo policristalino no experimenta un cambio significativo.

La composición de estas areniscas es singular al hallarse mezclados clastos de cuarzo y de micrita; el estudio de estos últimos en particular ha sido poco abordado en la literatura debido principalmente a tres factores: a) su inestabilidad química; b) pierde muchas veces sus características terrígenas durante la diagenesis y c) porque muchas veces se confunde con intraclastos (Zuffa, 1980).

En los estudios petrográficos, se observa que los fragmentos de micrita se encuentran tanto en el Eoceno como en el Mioceno, siendo más abundantes en el Eoceno. El tamaño de grano de los clastos de micrita, es similar o mayor al que tienen clastos más resistentes como el cuarzo, excepto en la muestra BNA-103C de la Formación Tantoyuca. No existe un cambio mineralógico o textural importante en los fragmentos de micrita a través de las diferentes formaciones, aunque se observó un mayor efecto de procesos diagenéticos en el Mioceno. La presencia y características de los fragmentos de micrita indican una cercanía a la fuente, debido a su poca estabilidad química cuando son transportadas por agua. Se puede interpretar que los factores responsables de este cambio en la abundancia de fragmentos de micrita actuaron de la siguiente manera:

- a) la fuente de aporte permaneció constante
- b) la distancia del transporte y las condiciones de energía en que este ocurrió, aumentaron.
- c) el clima varió a un régimen donde los carbonatos son menos estables.

La acción de estos factores propició el aumento en la proporción de clastos de cuarzo en las areniscas del Mioceno. Los clastos de cuarzo en las muestras eocenas respecto a las correspondientes miocenas, no presentan cambios importantes en la forma, pero disminuye el tamaño en las areniscas del Mioceno. Las dimensiones de arena muy fina del cuarzo y su angulosidad puede indicar que la fuente se encuentra relativamente más lejos que la fuente de los clastos de micrita o que antes de su último depósito ha experimentado varios ciclos de erosión y depósito. La interpretación respecto al área fuente de los clastos de micrita y de cuarzo se puede expresar así:

- los fragmentos carbonatados provienen de las formaciones jurásico-cretácicas de la Sierra Madre Oriental. Algunos de estos fragmentos contienen fósiles que al ser identificados podrían dar idea de la edad.
- los clastos de cuarzo monocristalino también provienen de la Sierra Madre Oriental, muy probablemente de las formaciones siliciclásticas del Jurásico (i.e. Fm. Cahusadas, Fm. Tenexcate). Lo que explica el tamaño de grano. En la figura 5.5, se observa que solo el cuarzo monocristalino ha experimentado un enriquecimiento relativo, lo cual se debe principalmente a su mayor estabilidad química y resistencia a la abrasión.

Existen varios tipos de clastos de cuarzo identificados y que han sido separados. El cuarzo monocristalino y los fragmentos metamórficos experimentan la variación más importante. Esta variación es de tipo inversa y puede explicarse a la diferente respuesta al efecto combinado de clima y longitud del transporte. Pero estos dos tipos de cuarzo no tienen una génesis común o igual. Ya que el cuarzo monocristalino se asocia más con ambientes volcánicos, mientras que los fragmentos metamórficos y el cuarzo policristalino corresponde a los ambientes plutónicos y metamórficos. Esto hace necesario una precisión:

- las areniscas estudiadas tienen una procedencia de orogéno reciclado, sin embargo los clastos de las formaciones eocénicas y miocénicas provienen de formaciones jurásico-cretácicas. Es en éstas últimas areniscas donde se podrían identificar dos procedencias diferentes; a saber, los clastos de cuarzo y feldespatos dependiendo de su textura, composición y abundancia podrían indicar una procedencia de arco, mientras que los fragmentos metamórficos podrían tener una procedencia de basamento exhumado. Ya que algunos clastos de granito y gneises encontrados en un conglomerado del Jurásico Superior podrían representar erosión del Macizo de Teziutlan (Gómez Valle, 1958, citado por Ángeles y Sánchez, 2002). Es decir la procedencia interpretada para las areniscas del Eoceno y Mioceno se mantiene y se hacen algunas aproximaciones para aquellas formaciones de las cuales provienen los fragmentos que constituyen las areniscas estudiadas.

Entre los fragmentos sin identificar se consideraron en los conteos algunos clastos que pudieran corresponder a líticos volcánicos. La ausencia de líticos volcánicos puede indicar una lejanía de la fuente o inexistencia como roca fuente. Las rocas volcánicas en las localidades Vega de Alatorre, Colipa y Juchique de Ferrer, muestran una composición basáltica-andesítica en las cuales el cuarzo es muy escaso y las plagioclasas más abundantes son de composición An_{30-60} ; además dos edades isotópicas indican una edad post-miocénica para las rocas estudiadas (Facultad de Ingeniería, UNAM, 2002); esto permite concluir que los eventos ígneos cenozoicos del área no tienen una influencia en la composición de las areniscas estudiadas. La única evidencia de actividad o influencia volcánica sinsedimentaria es una toba silícica en la Fm. Tuxpan.

Los fragmentos de feldespatos presentan generalmente un tamaño de grano mayor y angulosidad similar a los propios de cuarzo monocristalino. La influencia ígnea se puede observar en el Mioceno, debido a la mayor variedad en los detritos de feldespatos. Del tamaño de grano y la forma de los feldespatos, se puede inferir que las

rocas de donde proceden son las mismas que para el cuarzo monocristalino; pero debido a su mayor resistencia mecánica y estabilidad química éste último está mejor preservado. Sin embargo debe tenerse en cuenta que las formaciones siliciclásticas de la Sierra Madre Oriental pueden ser la roca fuente de los feldespatos de las areniscas estudiadas.

Una vez que se ha reconocido la variación inversa entre los fragmentos de micrita y de cuarzo monocristalino en las areniscas analizadas, se puede comparar el comportamiento de ambos detritos en esta cuenca con base en sedimentos recientes. Para los cuales se conoce con mayor certidumbre la o las rocas fuente, están identificados los patrones de drenaje que los transportan, hay un mayor conocimiento de los cambios climáticos y de las condiciones tectónicas; eso permite hacer comparaciones para validar parcialmente las interpretaciones presentadas.

En un análisis sedimentológico de la actual cuenca del Río Nautla Self (1975), divide al río en tres sectores: Cabecera, Intermedio y Planicie Costera; no reporta una variación considerable en la composición detrítica de las arenas fluviales entre los sectores. Si bien es claro un abrupto cambio en la granulometría entre los sectores de cabecera e intermedio respecto al de planicie costera, solo existe una pequeña disminución de la proporción de cuarzo, pero el porcentaje de fragmentos carbonatados permanece relativamente constante; esto se debe a que durante el curso del río, las fuentes de aporte de detritos carbonatados son constantes (Self, 1975). Por otro lado, en un estudio donde se investigan arenas del Golfo de México, los sedimentos de playas de las Cuencas de Tampico y Veracruz tienen la mayor abundancia de cuarzo (Carranza-Edwards y Rosales-Hoz, 1995), este enriquecimiento relativo sólo sucede en las cuencas mencionadas, donde los sedimentos han sido transportados a través de una extensa planicie. Mientras que, únicamente en playas aledañas al Macizo de Palma Sola y al Centro Volcánico de los Tuxtlas, existe un aumento en la proporción de líticos volcánicos y sus arenas se clasifican como litarenitas; mientras que las propias de las cuencas de Veracruz y Tampico son sublitarenitas ricas en cuarzo (Carranza-Edwards y Rosales-Hoz, 1995). En una cuenca al sur de la zona estudiada, donde se comparan sedimentos de playa con sedimentos fluviales y sedimentos costeros, los sedimentos con mayor madurez ocurren en un ambiente eólico (Kasper et al. 1999). Este comportamiento prueba parcialmente la interpretación hecha en sentido de que al permanecer estable el aporte de detritos y la actividad tectónica en la cuenca, son las condiciones de transporte e intemperismo las responsables de una selección en los detritos y de que los fragmentos carbonatados solo sean abundantes en las cercanías de donde afloran dichas rocas; cuando existe un constante aporte, la proporción de los detritos carbonatados no varía mucho, como se observa en el cauce del río Nautla. Y

esas condiciones de continua disponibilidad se presentaron en la cuenca en la que se depositaron los sedimentos del Eoceno.

El cambio en el régimen de transporte puede asociarse con variaciones de la estabilidad tectónica de la cuenca. Ya que un régimen activo solo permite una acción ligera en los sedimentos, mientras que en condiciones de tectónica pasiva como las del Golfo de México, la acción del transporte es más determinante en la composición de los sedimentos; enriqueciéndolos en detritos estables y resistentes. En la actualidad los líticos volcánicos solo son abundantes en las cercanías a su roca fuente, este comportamiento explicaría su ausencia en las areniscas estudiadas, además de que la actividad volcánica más antigua reportada es miocénica (Robin y Tomon, 1978, citado por Negendack, et. al., 1985). Los líticos volcánicos también se presentan en la Formación Chicontepec (Bitter, 1993); mismos que provienen de las formaciones siliciclásticas del Jurásico de la Sierra Madre Oriental y su procedencia también es de orógeno reciclado.

Finalmente respecto a sedimentos recientes, Carranza-Edwards et al. (1996), reportan una mayor presencia de carbonatos en arenas del Golfo de México y consideran que los procesos tectónicos son los responsables de que en la margen pasiva del Golfo de México este valor sea mayor que en la margen activa del Océano Pacífico. También consideran que estos valores elevados están principalmente relacionados a áreas de baja energía, clima seco y aportes de sedimentos fluviales pequeños.

Areniscas más antiguas al Eoceno también han sido estudiadas para determinar su procedencia. Éstas pertenecen a la Formación Chicontepec y contienen fragmentos de micrita, cuarzo policristalino, feldespatos, pedernal, fragmentos metamórficos y líticos volcánicos (Bitter, 1993). En ellas, el enriquecimiento relativo de cuarzo también se presenta, pero no es lo más común.

La presencia en toda la columna estratigráfica cenozoica de clastos de cuarzo y los fragmentos de micrita se interpreta como el resultado de la acción de los siguientes factores:

- a) la Sierra Madre Oriental como fuente de estos detritos
- b) a las características tectónicas de la cuenca de depósito
- c) a un régimen relativamente estable del clima y de los procesos de transporte.

Hasta este punto en las areniscas estudiadas; i) se ha establecido la procedencia de orógeno reciclado, ii) se han discutido el significado de la presencia y abundancia de los principales clastos que componen dichas areniscas, iii) se ha discutido la poca influencia

volcánica en ellas; iv) se ha estudiado la variación de los clastos de cuarzo y fragmentos de micrita en una parte de la columna cenozoica. Con estos elementos es posible hacer una mejor clasificación de la procedencia de las areniscas miocénicas y eocénicas, dentro del campo de orógeno reciclado.

La Sierra Madre Oriental, que es la principal fuente de los clastos, es un orógeno que incluye secuencias intensamente cabalgadas y plegadas, que fueron resultado de esfuerzos compresivos provenientes del oeste de México. Este levantamiento tectónico y la ubicación de la cuenca Tampico – Misantla en el flanco este de la Sierra Madre Oriental permiten establecer que las areniscas estudiadas corresponden a un Orógeno Reciclado de un Antepaís Exhumado. El depósito de las areniscas de la cuenca Tampico-Misantla, estuvo gobernada por un continuo levantamiento al oriente y por un basculamiento y hundimiento al oeste (Cabrera y Lugo, 1984). Estas condiciones provocan que en el Paleoceno y Eoceno, se depositen secuencias turbidíticas, en una cuenca de aguas profundas; mientras en el Mioceno cuando la cuenca comienza a azolverse, se depositan areniscas, lutitas y areniscas biodetríticas de aguas someras principalmente. Los detritos de la secuencia cenozoica atestiguan la erosión de las formaciones mesozoicas, por lo que las areniscas están compuestas principalmente de fragmentos carbonatados y cuarzo.

EVOLUCIÓN DEL DEPÓSITO

La pregunta entonces a contestar es: ¿qué origina el cambio en la proporción de detritos carbonatados y de cuarzo monocristalino? Debe considerarse que la fuente de ellos, ha permanecido en su lugar. El cuarzo aumenta drásticamente en porcentaje, disminuye de tamaño de grano, pero su angulosidad no experimenta un cambio significativo. La deformación Laramídica comienza en el Cretácico tardío y continúa hasta el Eoceno temprano. Hasta ese momento las condiciones tectónicas compresivas provocaron el levantamiento de la Sierra Madre Oriental y se depositaron los horizontes más jóvenes de la Formación Chicontepec; en una cuenca de antifosa en paleocañones (Bush y Gobela, 1978). La principal fuente de estos detritos son las formaciones del Cretácico Medio y Cretácico Superior, compuestas principalmente de carbonatos intercalados con lutitas y en menor proporción las formaciones del Jurásico Medio y Superior que contienen fragmentos de rocas volcánicas, cuarzo, feldespatos, fragmentos metamórficos y fragmentos de granito. En el Eoceno medio y superior donde ha cesado recién la actividad compresiva, comienza el depósito de las formaciones Guayabal y Tantoyuca. Estas formaciones marinas atestiguan la erosión de la Sierra Madre Oriental, aun cuando la Formación Chicontepec ya contiene clastos de calizas algunos de los cuales quizá pertenecen a la Formación el Abra (Bitter, 1993). Del lado este de la Sierra

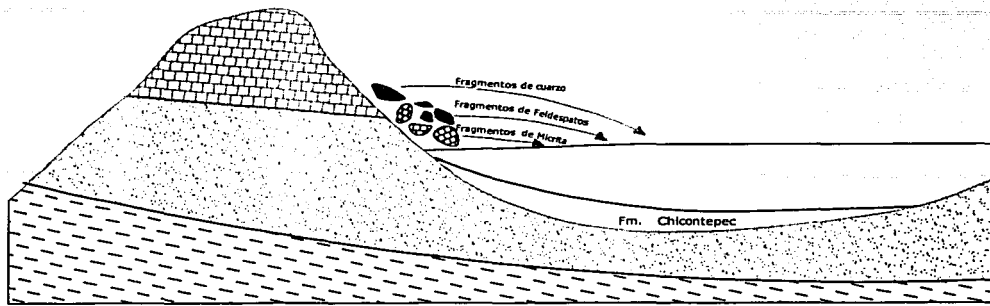
Madre Oriental donde había condiciones para depósito, se desarrolló una cuenca de antepaís alimentada en el Eoceno por los detritos micríticos procedentes de las formaciones más jóvenes de la Sierra Madre Oriental expuestas. El mayor aporte de clastos carbonatados se debe a que las formaciones cretácicas fueron levantadas primero y sujetas a erosión incluso en la etapa orogénica. Para el Mioceno, las condiciones de estabilidad tectónica tienen más tiempo de haberse establecido y los sistemas de drenaje han desarrollado sistemas más regionales, donde la acción del transporte hace una selección de los detritos. Los cuales al igual que en el Eoceno, provienen de la Sierra Madre Oriental, pero con la posibilidad de que las secuencias jurásicas estén expuestas y permitan mayor aporte de cuarzo, feldespatos, fragmentos volcánicos y metamórficos. Con estas condiciones el transporte provoca la disminución de estos dos últimos tipos de clastos, así como también una disminución de los clastos de micrita.

La interpretación al respecto es que la fuente de aporte ha permanecido sin cambio en cuanto a su posición, pero han cambiado los siguientes factores (Fig. 5.6):

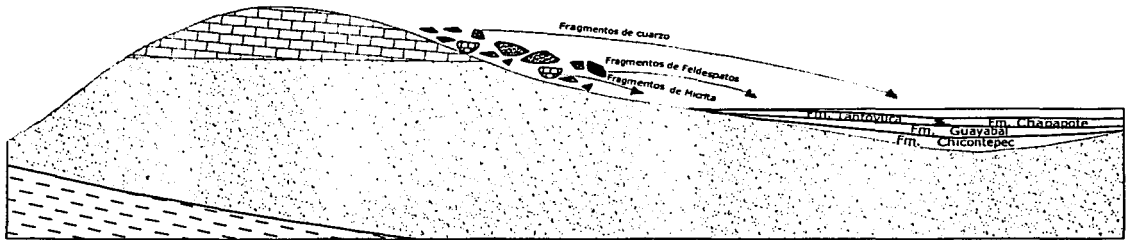
- un cambio en el conjunto de formaciones expuestas, siendo en el Eoceno una columna mayoritariamente carbonatada y en menor proporción siliciclástica de edad cretácica, cambiando después en el Mioceno a siliciclástica-carbonatada de edad jurásica.
- un aumento en las dimensiones de las cuencas por donde se transportan los detritos, lo que provoca una selección de los más estables.

En las areniscas de la Formación Chicontepec, el componente clástico más importante en la composición relativa son fragmentos de micrita, existen algunas areniscas que tienen un alto contenido de fragmentos volcánicos y se ha interpretado como consecuencia de que los detritos volcánicos cayeron directamente dentro de la cuenca, evitando o salvando el intemperismo y transporte que imponían los sistemas sedimentarios establecidos (Bitter, 1993).




En cuanto al claro enriquecimiento del cuarzo observado en las muestras del Mioceno, no hay suficientes elementos para establecer si este cambio es gradual o en etapas discretas. La respuesta a esta incógnita podría dar una idea de la evolución de los sistemas de drenaje. La metodología de un estudio encaminada a determinar la evolución de la composición involucraría un análisis de la composición detrítica de areniscas de las Formaciones del Oligoceno. Debe también tomarse en cuenta que la Formación Guayabal aparte de las areniscas estudiadas está intercalada con lutitas. El análisis de foraminíferos bentónicos podría dar una idea de los cambios en la batimetría y saber si hubo fluctuaciones del nivel del mar. Este procedimiento puede seguirse también con las lutitas que se encuentran en la Formación Tuxpan.



A) Depósito durante el Eoceno de areniscas compuestas principalmente de clastos de micrita, en una cuenca donde el transporte es corto



B) Depósito durante el Mioceno de areniscas compuestas principalmente de clastos de cuarzo, el transporte es más largo.

-  Formaciones carbonatadas del Cretácico medio-superior
-  Formaciones siliciclásticas del Jurásico Superior
-  Formaciones siliciclásticas del Paleozoico Superior - Triásico

Nota: Estos esquemas no muestran espesor, ni rasgos estructurales; solo se muestran paquetes de litología similar.

UNAM	FACULTAD DE INGENIERÍA	
TESIS PROFESIONAL		
Esquema que muestra la evolución del depósito propuesta para el área de estudio.		
Figura 5.6	2003	FERNANDO MIGUEL PÉREZ

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

La presencia de carbonatos en el Eoceno debió ocurrir bajo un régimen climático propicio y en un régimen fluvial de transporte de baja energía, pero de corta extensión para que no disolviera estos clastos. Pero además de los agentes erosivos y de intemperismo, la depositación de carbonatos fue favorecida por las condiciones tectónicas, como lo mencionan para el Paleoceno Bush y Govela (1978), interpretando que la depositación de la Formación Chicontepec, fue en paleocañones en una cuenca de antefosa, en tiempos geológicos en los cuales la Sierra Madre Oriental, estaba siendo elevada. En momentos de tectónica activa donde la acción del intemperismo y transporte previa al depósito era muy suave.

Los procesos de diagenesis pueden introducir errores en la interpretación, debido a que cuando se identifican incorrectamente fragmentos afectados por diagenesis se pueden determinar composiciones erróneas y posteriormente conclusiones equivocadas (Dickinson 1985 y 1988; Wilson y Tilman, 1974, citado por Helmold, 1985); ya que la mayoría de los procesos diagenéticos tienden a elevar la madurez de las areniscas (Helmold, 1985). En estas areniscas se tuvo especial cuidado en la alteración de los feldespatos.

Finalmente, el objetivo de analizar las muestras y asignar una procedencia fue cubierto en las muestras del Mioceno, obteniéndose una procedencia de orógeno reciclado. Para el Eoceno, la determinación se hace más incierta debido a la fuerte influencia de los fragmentos micríticos, pero la procedencia es la misma. Dentro del campo de Orógeno Reciclado, la procedencia es de Antepais Exhumado. La principal diferencia observada del Eoceno al Mioceno es un aumento en la proporción de cuarzo y simultáneamente una disminución de clastos de micrita.

CAPITULO 6.- CONCLUSIONES

Después de analizar la secuencia que aflora en la zona es posible llegar a las siguientes conclusiones:

- Las areniscas del Eoceno son Litarenitas ricas en fragmentos de micrita, mientras que las muestras del Mioceno son Sublitarenitas ricas en cuarzo. En el Eoceno el fragmento clástico más importante son clastos de micrita y en el Mioceno, se observa que el clasto más importante es el cuarzo, principalmente cuarzo monocristalino.
- Se observó una clara diferencia entre las muestras del Eoceno, respecto a las del Mioceno. Esta diferencia se observa también cuando: i) se compara en un diagrama de barras todas las especies minerales juntas; ii) se normalizan y se compara en un diagrama de barras: cuarzo, feldespatos y los fragmentos líticos, iii) cuando se comparan las diferentes variedades de cuarzo.
- Esta diferencia también se observa cuando se ubica la posición de la composición en los diagramas QFL y QmFLt. Sin embargo no ocupan posiciones cercanas sino que es posible agruparlas por edad, las del Mioceno, en las cercanías del vértice Q y Qm, mientras que las del Eoceno se ubican cerca del Vértice de Líticos.
- Los diagramas ternarios QFL y QmFLt, permiten concluir que las areniscas del Eoceno y Mioceno proceden de un Orógeno Reciclado cuya configuración tectónica es de Antepaís Exhumado.
- Al comparar la abundancia de los clastos de las areniscas del Eoceno respecto a las propias del Mioceno, se observan las siguientes variaciones:
 - i) el cuarzo monocristalino aumenta y los fragmentos de micrita disminuyen.
 - ii) el cuarzo monocristalino aumenta y los fragmentos metamórficos disminuyen.
- La abundancia de clastos de micrita, se interpreta como resultado de un constante aporte de la SMO, un transporte y depósito en una cuenca con sistemas de drenaje locales y de baja energía, bajo condiciones orogénicas, donde los agentes de intemperismo y erosivos, tienen poca posibilidad de seleccionar y clasificar los sedimentos.

- El enriquecimiento en cuarzo observado en las areniscas del Mioceno, se interpreta como el resultado de una acción más severa de los procesos de intemperismo y erosión sobre la roca fuente, que transporta los detritos en sistemas de drenaje más regionales, provocando un aumento relativo de la cantidad de cuarzo en la composición de las areniscas del Mioceno. Estos sistemas regionales de drenaje se deben a las condiciones pasivas que se establecen desde el Eoceno Medio-Superior.

RECOMENDACIONES

- Se sugiere analizar los procesos de autigénesis, así como los procesos de generación de cementante y alteración de feldespatos, para determinar si hay más de una fuente de aporte de feldespatos. Debido a que una diferente respuesta puede simultáneamente indicar diferente fuente, pero también diferentes procesos de transporte. Si aceptamos la idea de una diferente fuente, entonces podrían ser feldespatos de diferente procedencia.
- Entre los procedimientos alternos a los estudio petrográficos para estudios de procedencia, se sugiere tener cuidado con los análisis isotópicos y análisis químicos para determinar óxidos mayores, ya que el estado de alteración de las areniscas puede conducir a resultados incorrectos.
- Se sugiere hacer un análisis modal del Conglomerado Gutiérrez Zamora, así como del Conglomerado que esta en la base de la Formación Tantoyuca. En las gravas del Conglomerado Gutiérrez Zamora determinar como varían horizontal y verticalmente las proporciones de los diferentes clastos, para determinar si hubo variaciones estacionales en las fuentes de aporte.
- En areniscas del Mioceno y Eoceno, obtenidas de núcleos de perforación se sugiere también un análisis de procedencia; para comparar los datos aquí presentados con los obtenidos de aquellas areniscas para determinar si hay variaciones.

- **Buscar areniscas del Oligoceno para observar como evoluciona el enriquecimiento de cuarzo. En esas areniscas también investigar que tan intensos son los procesos de diagénesis.**
- **En areniscas del Mio-Plioceno cercanas al Macizo de Palma Sola, investigar si existe influencia de líticos volcánicos o un aumento de la proporción de feldespatos, para determinar cuando empezó la influencia como fuente de aporte de las rocas volcánicas que afloran al sur de la zona de estudio.**
- **Analizar con mayor detalle la relación P/K para discutir con más elementos si existe una influencia volcánica en el Mioceno.**
- **Buscar microorganismos bentónicos para determinar las variaciones de la batimetría en que se depositan las lutitas que se intercalan con los diferentes paquetes arenosos.**
- **Bajo una perspectiva económica, cartografiar si existen más zonas donde se pueda explotar el Conglomerado Gutiérrez Zamora.**

BIBLIOGRAFÍA

- Albarran, J. J., Valencia J. J., Suárez, G., 2002. **Estudio de Procedencia de Terrígenos y su aplicación en la interpretación del Basamento cristalino de las cuencas del sureste.** GEOS vol. 22, no. 2, p. 328.
- Ángeles Moreno, E. y Sánchez Martínez, S., 2002. **Geología, Geoquímica y Geología Estructural de las Rocas del Basamento del Macizo de Teziutlan, Estado de Puebla.** UNAM, Facultad de Ingeniería. Tesis Profesional. Inédito. 105 p.
- Basu, A., 1985. **Reading provenance from detrital quartz.** In Zuffa, G. G. ed., *Provenance of Arenites.* NATO ASI Ser., Ser. C, vol. 48. Reidel Publ., Dordrecht, p. 231-247.
- Bathia, M., 1983. **Plate Tectonics and Geochemical of Sandstones.** *Journal of Geology*, vol. 91, no. 6, p. 611-627.
- Bitter, M. K., 1993. **Sedimentation and Provenance of Chicontepec Sandstones with implications for uplift of the Sierra Madre Oriental and Teziutlan Massif, East-Central Mexico.** GCSSEPM Foundation 13th Annual Research Conference Proceedings, p. 155 – 172.
- Bush, D., y Goveia, A., 1978. **Stratigraphy and Structure of Chicontepec Turbidites, Southeastern Tampico-Misantla Basin, México.** *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, vol. 62. no. 2 p. 235-246.
- Cabrera Castro R. y Lugo Rivera, J. E., 1984. **Estratigrafía y Sedimentología de las Cuencas Terciarias del Golfo de México.** *Boletín de Asociación de Geólogos Petroleros de México*, vol. 36, no. 2, p. 3-55
- Carranza-Edwards A.; Rosales-Hoz L. 1995. **Grain-size trends and provenance of southwestern Gulf of Mexico beach sands.** *Canadian Journal of Earth Science*, vol. 32, no. 12, p. 2009-2014.
- Carranza-Edwards, A., Rosales-Hoz L., Santiago-Pérez S., 1996. **A reconnaissance study of carbonates in Mexican beach sands.** *Sedimentary Geology*, vol. 101, p. 261-268.
- Carreón Freyre, D. C., 1990. **Caracterización Geotécnica de la Planicie Costera del Golfo de México entre Tuxpan y Veracruz.** UNAM. Facultad de Ingeniería. Tesis Profesional. Inédito. 77 p.
- Chayes, F., 1949. **A simple point counter for thin-section analysis.** *The American Mineralogy*, vol. 34, p. 1-11.
- Centeno-García, E., Ruiz, J.; Coney, J., Patchett, P. J., y Ortega-Gutierrez, F., 1993. **Guerrero Terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data.** *Geology*, vol. 21, p. 419-422.

- Colmenero Rolon, L.C., Biosilva, A.C., 1991. **Anales del Instituto de Biología, Universidad Nacional Autónoma de México.** Serie zoológica. Mexico City, vol. 62, No. 2, p. 203-218.
- Dickinson, W. R., 1970. **Interpreting detrital modes of greywacke and arkose.** Journal of Sedimentary Petrology, vol. 40, p. 695-707.
- Dickinson, W. R., 1974. **Plate Tectonics and Sedimentation.** Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Special Publication no. 22, p. 1-27.
- Dickinson, W. R., 1985. **Interpreting Provenance Relations from detrital modes of sandstones.** In Zuffa, G. G., ed., Provenance of Arenites. Dordrecht, Holland: Reidel, p. 333-361.
- Dickinson, W. R., 1988. **Provenance and Sediment Dispersal in Relation to Paleotectonics and Paleogeography of Sedimentary Basins.** In Kleinspehn, K. L., Paola, C., ed.(s); New Perspectives of Basin Analysis. Springer-Verlag, New York, p. 3-25.
- Dickinson, W. R. y Suczek, C. A. 1979. **Plate Tectonics and Sandstone compositions.** American Association Petroleum Geologist Bulletin, vol. 63, p. 2164-2182.
- Dickinson, W. R., y Valloni, R., 1980. **Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins.** Geology, vol. 8, p. 82-86
- Facultad de Ingeniería UNAM, 2002. **Informe Final Estudio Geológico Barra de Nautla.** Convenio PEP-UNAM SRN N° 01/2002. Inédito, 176 p.
- Franzinelli, E., y Potter, P. E., 1983. **Petrology, Chemistry, and Texture of Modern River Sands, Amazon River System.** Journal of Geology, vol. 91, p. 23-39.
- García y Barragán, J. C. y Rodríguez Castañeda, J. L., 2002. **Procedencia de areniscas de una secuencia cretácica en el norte de Sonora.** GEOS, vol. 22, no. 2, p. 167.
- Guía Roji, 2000. **Atlas turístico de Carreteras,** Guía Roji, México, 202 p.
- Helmold, K. P., 1985. **Provenance of feldspathic sandstones – the effect of diagenesis on provenance interpretations: a review.** In Zuffa, G. G. ed., Provenance of Arenites. NATO ASI Ser., Ser. C, vol. 48. Reidel Publ., Dordrecht, p. 139 - 163.
- INEGI, 1984a. **Carta Geológica 1 : 250 000 Veracruz E14-3 Veracruz,** Primera impresión, 1984
- 1984b. **Carta Geológica 1 : 250 000 Poza Rica F14-12 Veracruz,** Primera impresión, 1984
- 1988a. **Carta Topográfica 1 : 50 000 Misantla E14-B17 Veracruz,** Segunda impresión. 1988.
- 1988b. **Carta Topográfica 1 : 50 000 San Rafael E14-D87 Veracruz,** Segunda impresión. 1988

- 1989. **Carta Topográfica 1 : 50 000 Villa Emilio Carranza E14-B18** Veracruz, Segunda impresión, 1989
- 1992. **Carta Topográfica 1 : 50 000 La Guadalupe F14-D77** Veracruz, Segunda impresión, 1992.
- 1995. **Carta Topográfica 1 : 50 000 Vega de Alatorre F14-D88** Veracruz, Segunda impresión.
- 2000a. **Carta Topográfica 1 : 50 000 Papantla F14-D76** Veracruz, Segunda impresión. 2000.
- 2000b. **Carta Topográfica 1 : 50 000 Martínez de la Torre F14-D77** Veracruz, Segunda impresión.
- Kasper-Zubillaga, J. J., Carranza-Edwards, A., Rosales-Hoz, L., 1999. **Petrography and geochemistry of Holocene sands in the western Gulf of Mexico: Implications for provenance and tectonic setting.** Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes. vol. 69, no. 5, p. 1003-1010.
- Kleinspehn, K. L., Paola, C., ed.(s); 1988. **New Perspectives in Basin Analysis.** Springer-Verlag, New York, 453 pp.
- Levin, H. L., 1996. **The earth through time.** Saunders College, Forth Worth, 607 p.
- Lopez Ramos, E., 1956. **Visita a las localidades tipo de las formaciones del Eoceno, Oligoceno y Mioceno de la Cuenca de Tampico-Misantla, en la Llanura Costera del Golfo de México, entre Poza Rica, Ver., Tampico, Tamps., y Cd. Valles, S. L. P.** Congreso Geológico Internacional, Vigésima Sesión. Excursión C-16.
- Luchi, F. R., 1985. **Influence of transport processes and basin geometry on sand composition.** In Zuffa, G. G. ed., Provenance of Arenites. NATO ASI Ser., Ser. C, vol. 48. Reidel Publ., Dordrecht, p. 19-46.
- Martínez G., J. 2001, **Estudio Bioestratigráfico. Pozo Pino Suárez - IR Activo Exp. Misantla-Golfo de México.** PEMEX, Informe Inédito.
- McBride, E. F., 1985. **Diagenetic process that affect provenance determinations in sandstones.** In Zuffa, G. G. ed., Provenance of Arenites. NATO ASI, Ser. C, vol. 48. Reidel Publ., Dordrecht, p. 95 - 113.
- McBride, E. F., 1988. **Source-area characterization; introduction.** In Kleinspehn, K. L., Paola, C., ed.(s), New perspectives in basin analysis. Springer-Verlag, New York. p. 1-2
- Menes-López, S., 1967. **Informe Final de la Geología del Área Vega de Alatorre, Colipa, Palma Sola Hojas Atlas A-1.** PEMEX, Suptcia. Gral. de Exploración. Poza Rica, México. Informe Interno.

- Neundank J. F. W., Emmerman R., Krawczy R., Mooser F., Tobschal H. y Werle D., 1985. **Geological and Geochemical Investigations on the Eastern Transmexican Volcanic Belt**. Geofísica Internacional, vol. 24, no. 4, p. 477-575.
- Pettijohn, F. J., 1975. **Sedimentary Rocks**. Harper and Row Publishers. New York, 628 p.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., y Siever, R., 1972. **Sand and Sandstone**. Springer - Verlag. New York, 618 p.
- Prothero, D. R. y Schwab, F., 1996. **Sedimentary Geology. An Introduction to Sedimentary Rocks and Stratigraphy**. W. H. Freeman and Company, EUA. 575 p.
- Sánchez Zavala J. L. y Centeno García, E., 2000. **Nuevas perspectivas en el estudio de los sedimentos terrígenos: procedencia y tectónica**. Página del Instituto de Geología, UNAM. <http://geología.igeolcu.unam.mx/academia/Temas/Procedencia/Procedencia.html>
- Self, P. R., 1975. **Petrologic changes in fluvial sediments in the Río Nautla drainage basin, Veracruz Mexico**. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 45, n. 1 p. 140-149.
- Selley, R., 1998. **Elements of Petroleum Geology**. Second Edition. Academic Press. California. 470 p.
- Silva-Romo G., Mendoza-Rosales C., y Campos-Madrigal E., **Elementos de Cartografía Geológica**. UNAM, FI. México, 202 p.
- Singewald, J. T. Jr. 1923. **Geologic Reconnaissance of Portions of the states of Veracruz and Puebla between the towns of Papantla, Misantla and Teziutlan Mexico**. PEMEX, Informe Interno.
- Torres Estrada, C., 2001, **Estudio Bioestratigráfico. Pozo Vega de Alatorre No. 1**. Activo Exp. Misantla-Golfo de México. PEMEX. Informe Inédito.
- Trujillo Alcántara, A., 2000. **Análisis Sísmico Aplicado a los Sedimentos del Oligoceno en la porción Noreste de la Cuenca Tampico - Misantla, Este de México**. IPN, ESIA Ticoman. Tesis de Maestría. Inédito
- Vélez S. D., 2001. **Potencial Gasífero de los Plays neogenos en la plataforma continental del litoral norte de Veracruz**. Revista Ingeniería Petrolera, Octubre, p. 23-30.
- Valloni R., y Maynard J. B., 1981. **Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation**. Sedimentology, vol. 28, p. 75-83.

- Valloni, R., 1985, **Reading provenance from modern marine sands**. In Zuffa, G. G., ed., **Provenance of Arenites**. NATO ASI Ser., Ser. C, vol. 48. Reidel Publ., Dordrecht, p. 309 - 332.
- Weltje Jan G. J., 2002, **Quantitative analysis of detrital modes: Statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology**. *Earth-Science Reviews*. vol. 57, p. 211-253
- White, G. W., 1980. **Permian – Triassic continental reconstruction of the Gulf of Mexico – Caribbean area**. *Nature*, vol. 283, p. 823-826.
- Zuffa G. G., 1980. **Hybrid arenites: their composition and classification**. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 50, no. 1, p. 21-29.
- Zuffa G. G., ed., 1985. **Provenance of Arenites. Series C – Mathematical and Physical sciences**. vol. 48. Reidel Publ., Dordrecht, 408 p.

TESIS COM
FALLA DE SARGEN

APÉNDICE PETROGRÁFICO

EOCENO

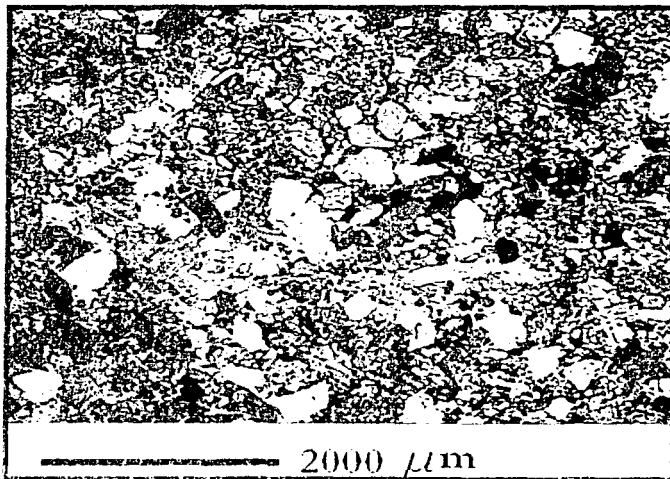
FORMACIÓN GUAYABAL

MUESTRA: BNA-15

Descripción Megascópica: Arenisca de color gris al intemperismo y gris claro al fresco, de textura clástica. Se puede observar cuarzo y feldespatos muy bien cementados por carbonatos.

Descripción Microscópica: Roca de textura clástica sostenida, constituida por fragmentos tamaño arena de cuarzo anguloso de origen ígneo, fragmentos de feldespatos remplazados por carbonatos, cuarzo metamórfico menos abundante que el de origen ígneo. También hay pedernal, fragmentos opacos, clastos de lodo carbonatado y algunos fragmentos de organismos. En una fractura se observa relleno de óxidos de hierro.

Clasificación de la Roca: Wacka Litica o Grauvaca.



Fotomicrografía de la muestra BNA-15 tomada con luz paralela. Se observan clastos angulosos de cuarzo de tono claro y clastos subredondeados de fragmentos de micrita con un tono café oscuro.

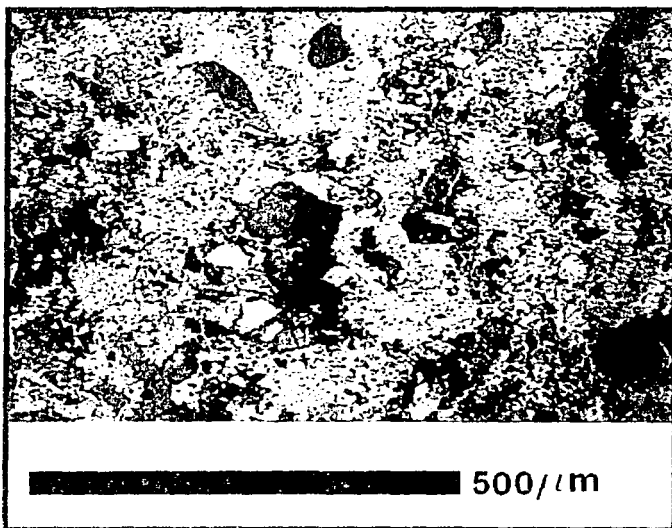
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

MUESTRA: BNA – 29B

Descripción Megascópica: Arenisca de grano muy fino, de color gris plomo al fresco, textura clástica, donde se aprecia cuarzo y algunos feldespatos.

Descripción Microscópica Roca de textura clástica sostenida constituida por fragmentos tamaño de arena media a fina. Contiene cuarzo ígneo y metamórfico, con una ligera predominancia del primero. Es posible observar que existen en cuanto a tamaño de grano dos poblaciones bien definidas. Los clastos pertenecientes a la primera población son mayores a $100\mu\text{m}$, dichos clastos son de secciones equidimensionales y subangulosos, los del segundo grupo tienen dimensiones máximas de $50\mu\text{m}$ son subangulosos y casi siempre triangulares equidimensionales. Existen también fragmentos de micrita y sus formas sugieren un origen orgánico. Hay algunos organismos bien conservados, a pesar de la angulosidad que la mayoría de los clastos presenta. Se observó un cristal de circón subredondeado.

Clasificación de la Roca: Wacka Lítica o Grauvaca.



Fotomicrografía de la muestra BNA-29 tomada con nicols cruzados. Se observan clastos de cuarzo monocristalino, policristalino y fragmentos de micrita sostenidos por una matriz micritica. Los fragmentos más redondeados son los de micrita.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

FORMACIÓN TANTOYUCA

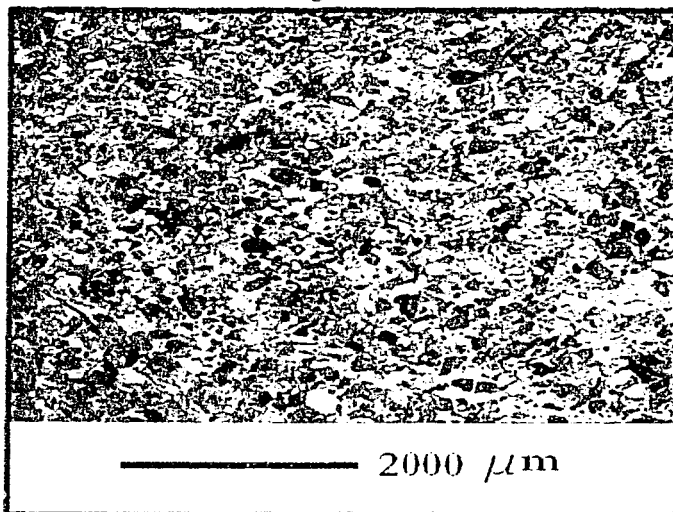
MUESTRA: BNA - 32

Descripción Megascópica: Roca color gris amarillento al fresco y gris verde amarillento al intemperismo, sumamente compacta, constituida por clastos tamaño arena media de cuarzo, feldespatos y pedernal. Se observan vetillas de óxidos paralelas y cortando a la estratificación. Se pueden observar icnofósiles.

Descripción Microscópica: Roca de textura sostenida de grano fino en partes sostenida, constituida por cuarzo de tipo ígneo y metamórfico. El cuarzo ígneo es subanguloso y de sección cuadrangular, las dimensiones de estos cuadrados son de 100-200 μ m. Por otro lado el cuarzo metamórfico es subredondeado y tiene una forma alargada. Además existen fragmentos de micrita que pueden ser el resultado de micritización sobre foraminíferos o algas. Existen fragmentos de materiales opacos. Puede distinguirse una ligera orientación en los clastos.

Clasificación de la Roca: Wacka Lítica o Grauvaca de grano fino.

Fotomicrografía de la muestra BNA-32 tomada con nicoles cruzados. Se observan clastos de cuarzo de diferentes tipos y fragmentos de micrita. Los fragmentos de micrita son oscuros y redondeados, mientras que los clastos de cuarzo dependiendo del giro de la platina aparecen blancos y grises o en extinción.



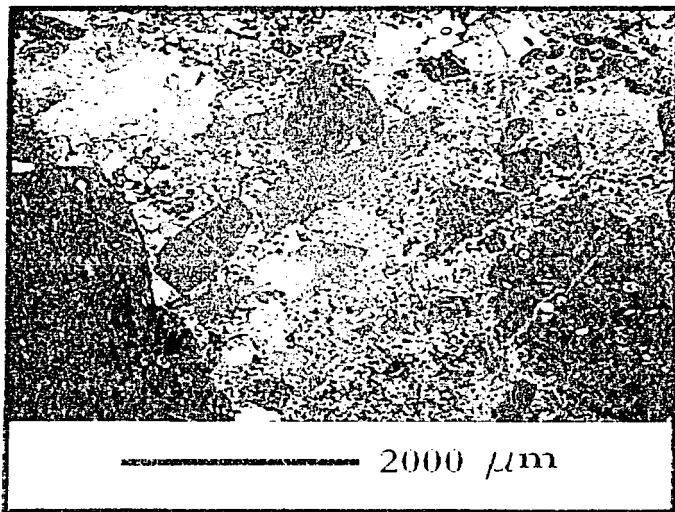
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Muestra número: BNA – 103C

Descripción Megascópica: Arenisca de grano grueso que tiene clastos de caliza, pedernal, cuarzo y algunos feldspatos. Los clastos de caliza se encuentran solo en areniscas conglomeráticas, está roca se encuentra bien cementada.

Descripción Microscópica: Se trata de una roca clástica de textura sostenida, que tiene como clastos pedernal, cuarzo metamórfico, feldspatos, fragmentos de micrita. Es más abundante el cuarzo metamórfico que el cuarzo ígneo. Se pueden observar que el cementante está bien desarrollado. El tamaño de grano es de 200-600µm. Se observa un par de microorganismos con dimensiones de 2 y 4 mm respectivamente. El pedernal presente suele ser subanguloso y de sección cuadrada.

Clasificación de la Roca: Arenita Lítica.



Fotomicrografía de la muestra BNA-103C tomada con nicoles cruzados. Se observan clastos de arena media y gruesa de fragmentos de micrita, así como zonas con cementante. En la parte superior se observa un clasto de cuarzo policristalino. Es la única muestra donde los fragmentos de micrita aparecen

ligeramente angulosos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

MIOCENO

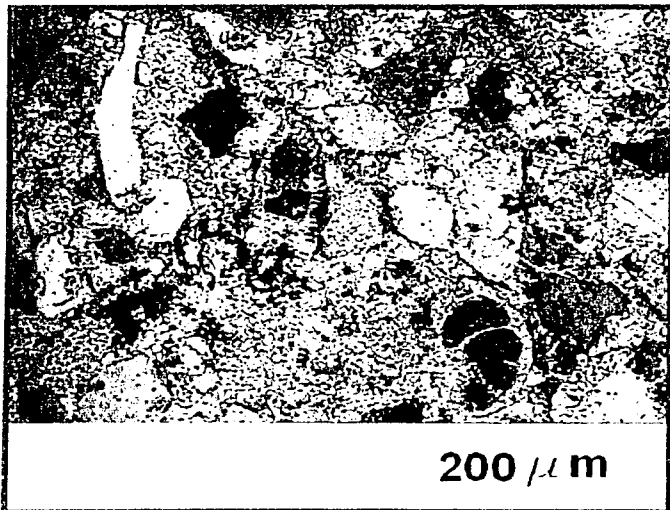
FORMACIÓN TUXPAN

Muestra número: BNA - 58

Descripción Megascópica: Arenisca de poca consolidación y con mucho cuarzo. Tiene fracturas rellenas de calcita. Es gris amarillento al intemperismo y gris ocre al fresco. Las superficies de estratificación son poco claras.

Descripción Microscópica: Roca de textura incluída constituida por abundante cuarzo de diferentes tipos, tanto ígneo como metamórfico. Se presentan algunos minerales opacos, así como minerales oxidados y pedernal, cementados por espatita. Hay cuarzos de origen ígneo angulosos y en algunos casos euhedrales, pero también existen clastos de cuarzo subredondeados. Los clastos de cuarzo son del tamaño de 50-120 μ m. Pero adyacentes y entre ellos hay óxidos e hidróxidos de hierro. Hay cementante microespático y en zonas pequeñas hay una matriz micrítica. Existen zonas donde por alteración de feldspatos se presenta sericita. En algunas partes el lodo calcáreo comienza a cristalizar.

Clasificación de la Roca: Arenita lítica de grano muy fino.



Fotomicrografía de la muestra BNA-58 tomada con nicoles cruzados. Se observan cristales de cuarzo monocristalino anguloso y dos microorganismos.

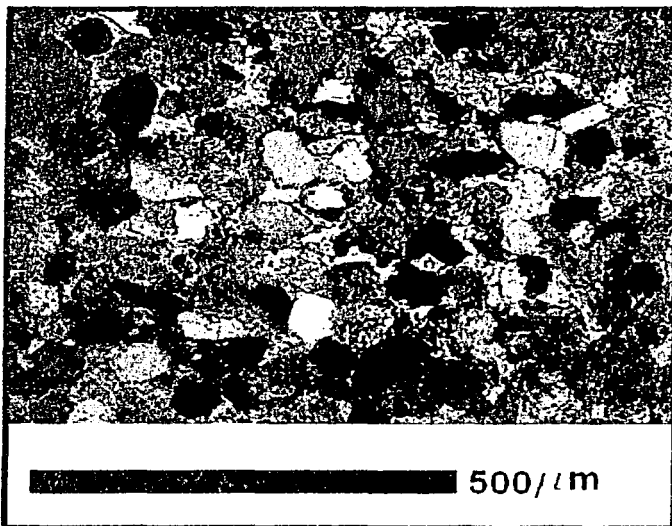
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Muestra número: BNA – A4

Descripción Megascópica: Arenisca bien cementada por carbonatos, de color gris ocre y tono claro al fresco mientras que al intemperismo es café oscura. Se presenta en estratos de 10-15 cm intercalado con estratos de arcilla.

Descripción Microscópica: Roca de textura incluída constituida por abundante cuarzo de diferentes tipos, tanto ígneo como metamórfico. Estos clastos van desde angulosos a subangulosos y tienen tamaños entre 50-120 μ m. Se presentan algunos minerales opacos, así como minerales oxidados y pedernal, cementados por espatita. Hay cementante microespatico y en zonas pequeñas hay una matriz micrítica.

Clasificación de la Roca: Arenita litica de grano muy fino.



Fotomicrografía de la muestra BNA-A4 tomada con nicoles cruzados. Se observan cristales de cuarzo subredondeado a anguloso y fragmentos de micrita en tonos cafés con forma subredondeada.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

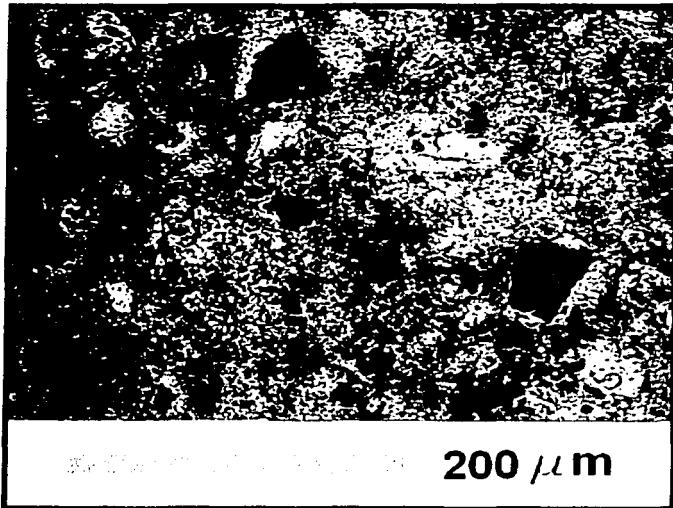
FORMACIÓN ESCOLIN

Muestra: BNA – 61

Descripción Megascópica: Roca clástica de grano muy fino, de color gris amarillento al intemperismo y gris plomo al fresco. No es posible identificar minerales.

Descripción Microscópica: Roca de textura clástica incluida, donde lo que más resalta son los granos subangulosos a subredondeados de cuarzo. Los granos de mayor tamaño van de 50-100 μ m y son de cuarzo, así como algunos feldespatos reemplazados y alterados. Alrededor de algunos clastos existe una matriz compuesta de lodo micrítico y en algunos lados hay cristales de cuarzo que tienen adyacentes coronas espáticas. El cuarzo varía de tamaño entre 50-120 μ m.

Clasificación de la Roca: Wacka subarcósica de grano muy fino.



Fotomicrografía de la muestra BNA – 61, tomada con nicols cruzados. Se observa una matriz carbonatada y cemento microespático que aglutina a clastos de cuarzo.

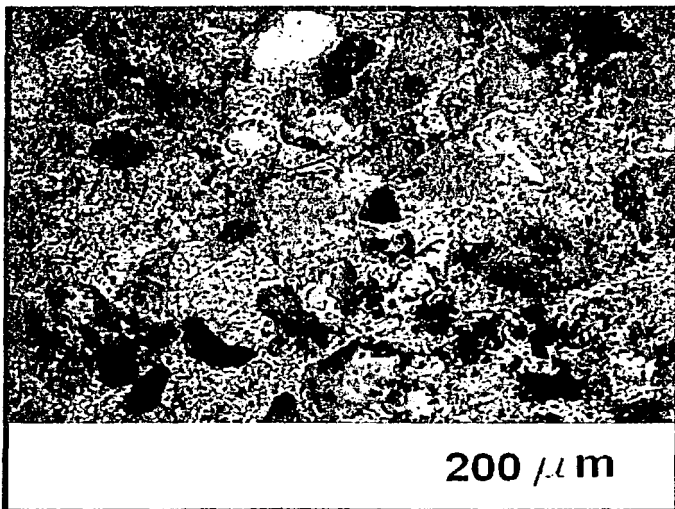
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Muestra número: BNA – A1-A

Descripción Megascópica: Roca de color gris amarillento al intemperismo y gris parda al fresco. Presenta laminación, contiene carbonatos. Se intercala con horizontes de arcilla. El espesor de los horizontes arenosos es de 8-10 centímetros y el de los horizontes arcillosos 10-12 centímetros.

Descripción Microscópica: Roca de textura incluida de grano muy fino. Está compuesta por cuarzo, feldespatos, matriz y cementante carbonatados. El cuarzo y feldespatos son angulosos a subangulosos. Se observa también algunos cristales euhedrales de dolomita.

Clasificación de la Roca: Grauwaca Feldespática de grano muy fino.



Fotomicrografía de la muestra BNA-A1-A tomada con nicoles cruzados. Se observan cristales de cuarzo subanguloso a subredondeado dentro de una matriz arcillo-carbonatada. Al centro de la foto se observa un cristal bien desarrollado de dolomita.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN