

# UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y CARACTERIZACIÓN DE  
MINERALES ZEOLÍTICOS DE USO INDUSTRIAL PRESENTES EN  
LA SECUENCIA VULCANO-SEDIMENTARIA DE SAN JUAN  
ATZINGO, PUEBLA, MÉXICO**

**TESIS**

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
INGENIERO GEÓLOGO-MINERALOGISTA**

**PRESENTA:**

**JOSÉ LUIS CARRANZA RODRÍGUEZ**

**LINARES, NUEVO LEÓN**

**JULIO 2000**

**JOSÉ LUIS CARRANZA RODRÍGUEZ**

TL  
QE301  
.Z5  
C3  
c.1

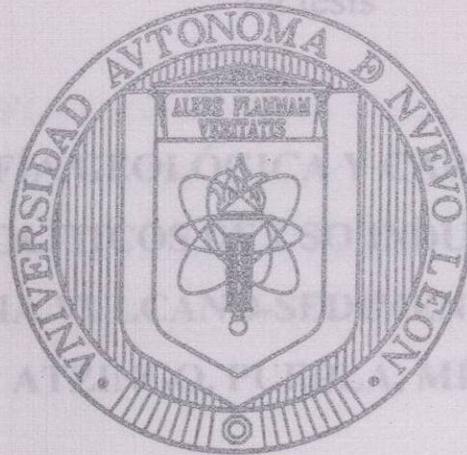


1080094995



# UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



## CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y CARACTERIZACIÓN DE MINERALES ZEOLÍTICOS DE USO INDUSTRIAL PRESENTES EN LA SECUENCIA VULCANO-SEDIMENTARIA DE SAN JUAN ATZINGO, PUEBLA, MÉXICO

Como requisito parcial para optar al título de  
INGENIERO GEÓLOGO-MINERALOGISTA

COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
INGENIERO GEÓLOGO-MINERALOGISTA

Vo. Bo

ASESOR DE TESIS

PRESENTA:

**JOSÉ LUIS CARRANZA RODRÍGUEZ**

M.C. Gabriel Chávez Cabello  
ASESOR

LINARES, NUEVO LEÓN

JULIO 2000



IL  
DE 391  
ZS  
C3





**UNIVERSIDAD AUTONOMA DE NUEVO LEON  
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



La tesis

**CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y CARACTERIZACIÓN DE  
MINERALES ZEOLÍTICOS DE USO INDUSTRIAL PRESENTES EN  
LA SECUENCIA VULCANO-SEDIMENTARIA DE SAN JUAN  
ATZINGO, PUEBLA, MÉXICO.**

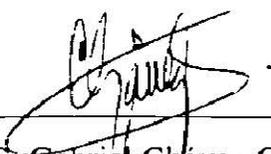
elaborada por:

**JOSÉ LUIS CARRANZA RODRÍGUEZ**

**Como requisito parcial para optar al título de  
INGENIERO GEÓLOGO-MINERALOGISTA**

Vo. Bo.

ASESOR DE TESIS

  
\_\_\_\_\_  
M.C. Gabriel Chávez Cabello  
ASESOR



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



La tesis

**CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y CARACTERIZACIÓN DE  
MINERALES ZEOLÍTICOS DE USO INDUSTRIAL PRESENTES EN  
LA SECUENCIA VULCANO-SEDIMENTARIA DE SAN JUAN  
ATZINGO, PUEBLA, MÉXICO.**

elaborada por:

**JOSÉ LUIS CARRANZA RODRÍGUEZ**

**Como requisito parcial para optar al título de  
INGENIERO GEÓLOGO-MINERALOGISTA**

Vo. Bo.

COMISIÓN DE REVISIÓN DE TESIS

Dr. Guillermo Javier Castro Larragoitia

M.C. Tomás Cossío Torres

## **DEDICATORIA**

Muy especialmente a mis padres **Adela Rodríguez Alonso** y **Guadalupe Carranza Herevia** a quienes les debo todo en esta vida, por su apoyo incondicional durante cada una de las etapas de mi formación académica.

A mi esposa por su apoyo, comprensión y confianza depositada durante los momentos hasta ahora compartidos. Gracias **Laura**.

A mis hijas **Atzi** y **Yatzi** quienes son mi anhelo y mis ganas de seguir adelante cada día.

A cada uno de mis hermanos que de igual manera me apoyaron incondicionalmente durante toda la carrera.

A la memoria de mi hermana **Sandra Elizabeth** quien sigue presente en la vida de cada uno de nosotros a pesar de los años de ausencia.

A mi hermano **David** que recientemente partió dejando un hueco en nuestras vidas que jamás será ocupado.

## AGRADECIMIENTOS

Al **M.C. Gabriel Chávez Cabello** por su valiosa intervención como asesor del presente trabajo, así como por la amistad hasta hoy compartida, la cual espero continúe por muchos años.

Al Ing. **Jesús Carrera Lechuga** por el apoyo otorgado durante la realización del trabajo de campo.

Al personal académico de la Facultad de Ciencias de la Tierra, por la formación académica durante mis estudios de licenciatura, muy especialmente al **Director José Rosbel Chapa Guerrero**. De la misma manera agradezco al personal administrativo, quienes siempre estuvieron dispuestos a ayudarme.

A los maestros preparadores por su apoyo en la elaboración de los diferentes análisis, especialmente a **Adalberto Treviño** y **Andrés Ramos**, por su ayuda durante el análisis de conteo de puntos y preparación de láminas delgadas.

Agradezco de la misma manera a **Pedro Maldonado** por su apoyo en la edición de figuras y a la **Lic. Virginia Cuéllar Treviño** por su apoyo con el equipo de computo.

A mis compañeros y amigos **Reyes González, Enrique Prado, Julián González, César Correa, David Torres** y **Enrique Garza**.

## RESUMEN

Las propiedades físicas y químicas controladas por la composición y estructura de las zeolitas, permiten que sean ampliamente utilizadas en la industria, siendo la petrolera la que mayor demanda estos minerales, en particular, para su uso como catalizadores durante el proceso de separación de las diferentes moléculas del petróleo, de ahí, la importancia que representa su exploración, investigación y explotación.

En México existen pocos yacimientos de zeolitas reportados, entre ellos: el de Etna, Oaxaca; en Ures, Sonora y en la parte central del Estado de Guanajuato. Es importante mencionar que algunos de estos se encuentran en explotación para uso únicamente en la industria de construcción.

En el presente trabajo se reporta una nueva localidad de zeolitas en la República Mexicana, la cual se caracterizó y evaluó su uso potencial en la rama industrial avícola, como adsorbente de micotoxinas.

En la localidad de San Juan Atzingo, Puebla, por medio de fotografías aéreas y cartografía geológica se determinó un paleolago formado por la captura de agua dentro de un graben de dimensiones regionales al cual limitan al Este la Falla Oaxaca y al Oeste la Falla que pasa por San Juan Atzingo, ambas con rumbo preferencial NW-SE.

Se tomaron muestras las cuales fueron caracterizadas con el uso de Petrografía, Difracción de Rayos-X (DRX) y Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). Los resultados de la petrografía indican que en el área de estudio se encuentran diferentes unidades litológicas, entre las que se encuentran: Unidad Carbonatada, que forma el basamento local; Unidad Piroclástica, constituidas principalmente por tobas, dentro de esta unidad se distinguen dos miembros, el Inferior caracterizado por tobas litocristalinas a cristalolíticas, y el Superior que esta caracterizado por tobas principalmente vítreas con una leve tendencia a vitrocristalinas; Unidad de Derrames de Lavas, caracterizada por dos eventos, uno de composición andesítica y otro de composición basáltica; Conglomerado Polimíctico y Depósitos del Cuaternario.

Por medio de la Difracción de Rayos-X (DRX) y la Microscopía Electrónica de Barrido (MEB), se determinó que las tobas del Miembro Superior se encuentran alteradas a zeolitas (clinoptilolita) y arcillas (montmorillonita), lo anterior debido a una alteración del vidrio presente en las tobas.

La determinación de la capacidad de adsorción *in vitro* para las muestras SJA20, 23, 36, 39 y 42, correspondientes a clinoptilolita, así como las SJA15 y 27 correspondientes a montmorillonita, indican valores de adsorción de hasta el 90 % de aflatoxinas B1 y G1, resultados que se reflejan en la ganancia en peso y la nula presencia de enfermedades durante los análisis *in vivo* para las muestras antes mencionadas; por los resultados obtenidos, se recomienda su aplicación en la industria avícola como adsorbente de micotoxinas, en particular de las aflatoxinas B1 y G1.

# ÍNDICE

	Págs.
<b>DEDICATORIA</b> .....	i
<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	ii
<b>RESUMEN</b> .....	iii
<b>ÍNDICE GENERAL</b> .....	iv
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	vii
<b>LISTA DE TABLAS</b> .....	viii
<b>LISTA DE ABREVIATURAS</b> .....	ix
 <b>CAPÍTULO I. GENERALIDADES</b>	
1.1 Introducción .....	1
1.2 Objetivos .....	4
1.3 Metodología .....	5
1.3.1 Trabajo de campo.....	5
1.3.2 Análisis de laboratorio.....	5
1.3.3 Trabajo de gabinete.....	6
1.4 Localización y vías de acceso .....	7
1.5 Clima .....	9
1.6 Fisiografía.....	9
 <b>CAPÍTULO II. GEOLOGÍA REGIONAL</b>	
2.1 Introducción .....	11
2.2 Estratigrafía .....	12
2.2.1 Basamento Paleozoico .....	12
2.2.2 Secuencia Metamórfica.....	12
2.2.3 Serie sedimentaria del Jurásico-Cretácico .....	13
2.2.3.1 Formación Tepexilotla .....	14
2.2.3.2 Formación Xonamanca.....	15
2.2.3.3 Formación Chivillas .....	15
2.2.3.4 Formación Tuxpanguillo .....	17
2.2.3.5 Formación Capolucan.....	17
2.2.3.6 Formación Orizaba .....	18
2.2.3.7 Formación Maltrata .....	18
2.2.3.8 Formación Guzmantla .....	19
2.2.3.9 Formación Méndez.....	20
2.2.3.10 Formación Atoyac .....	20
2.2.4 Secuencia Terciaria.....	21
2.2.4.1 Formación Chicontepec-Velasco .....	21
2.2.5 Secuencia Volcánica.....	24
2.3 Evolución tectónica de la cuenca de Zongolica .....	24
2.3.1 Apertura del Golfo de México (Triásico tardío-Jurásico tardío).....	24
2.3.2 Transgresión marina (Cretácico inferior-tardío).....	26
2.3.3 Regresión marina (Maastrichtiano-Eoceno temprano).....	27
2.3.4 Erosión y fallamiento post-Laramídico .....	29

### **CAPITULO III. GEOLOGÍA LOCAL**

3.1 Estratigrafía .....	30
3.1.1 Unidad carbonatada Cretácica .....	30
3.1.2 Unidad máfica.....	31
3.1.3 Unidad piroclástica .....	31
3.1.3.1 Miembro inferior de la secuencia vulcanosedimentaria.....	34
3.1.3.2 Miembro superior de la secuencia vulcanosedimentaria.....	35
3.1.4 Derrames de lavas .....	36
3.1.5 Conglomerado polimígtico .....	38
3.1.6 Depósitos del Cuaternario.....	39

### **CAPITULO IV MINERALOGÍA DE ZEOLITAS**

4.1 Introducción .....	44
4.2 Definición.....	45
4.3 Estructura .....	46
4.4 Clasificación.....	48
4.5 Formación de zeolitas.....	50
4.6 Propiedades físicas y químicas de las zeolitas .....	51
4.6.1 Propiedades de intercambio iónico .....	53
4.6.2 Propiedades de adsorción.....	54
4.6.3 Propiedades de deshidratación y rehidratación.....	54
4.6.4 Propiedades catalíticas.....	54
4.6.5 Composición silíceas .....	55
4.7 Usos industriales .....	55
4.7.1 Aplicaciones en el control de la contaminación .....	55
4.7.1.1 Depósitos de desechos radioactivos .....	55
4.7.1.2 Tratamiento de aguas residuales.....	56
4.7.1.3 Eliminación de gases .....	56
4.7.1.4 Producción de oxígeno .....	56
4.7.2 Aplicaciones en la conservación de la energía .....	57
4.7.2.1 Purificación de gas natural .....	57
4.7.2.2 Uso en la energía solar .....	57
4.7.2.3 Producción de petróleo .....	57
4.7.3 Aplicaciones agrícolas .....	58
4.7.3.1 Fertilizantes y enmienda de suelos.....	58
4.7.3.2 Nutrición animal.....	58

### **CAPITULO V. CARACTERIZACIÓN DE ZEOLITAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO**

5.1 Petrografía .....	60
5.1.1. Resultados.....	60
5.2 Difracción de rayos-X (DRX).....	65
5.2.1 Descripción del equipo y condiciones de medición.....	65
5.2.2 Medición de la muestra.....	66
5.2.3 Resultados.....	66
5.3 Microscopía electrónica de barrido (MEB).....	69

5.3.1 Descripción del equipo .....	69
5.3.2 Preparación de la muestra .....	70
5.3.3 Resultados .....	70

**CAPITULO VI. DETERMINACIÓN DE LA CAPACIDAD DE ADSORCIÓN DE MICOTOXINAS**

6.1 Introducción .....	73
6.2 Determinación <i>in vitro</i> .....	74
6.2.1 Determinación de los límites de sensibilidad para aflatoxinas G1 y B1 .....	74
6.2.2 Determinación de la adsorción de aflatoxinas G1 y B1.....	75
6.2.2.1 Procedimiento.....	76
6.2.2.2 Resultados .....	76
6.3 Determinación <i>in vivo</i> .....	77
6.3.1 Procedimiento .....	77
6.3.2 Resultados.....	78

**CAPITULO VII. DISCUSIÓN DE RESULTADOS..... 79**

**CAPITULO VIII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES..... 88**

**BIBLIOGRAFIA ..... 90**

**ANEXO 1**

Mapa Geológico Regional

**ANEXO 2**

Mapa Geológico Local

**ANEXO 3**

Sección Geológica

## LISTA DE FIGURAS

		Págs.
Figura 1	Adsorción de aflatoxina B1 por diferentes minerales (PHILLIPS, 1987).....	2
Figura 2	Estructura de algunas de las micotoxinas más comunes que afectan la salud de los organismos (tomado de PHILLIPS, <i>et al.</i> , 1992).....	3
Figura 3	Localización y vías de acceso al área de estudio.....	8
Figura 4	Provincias fisiográficas de la República Mexicana de acuerdo con LUGO-HUBP (1990).....	10
Figura 5	Tabla estratigráfica regional de la Cuenca de Zongolica en sus tres sectores (tomado de ORTUÑO-ARZATE, <i>et al.</i> , (1992).....	23
Figura 6	Figura 6. Esquema del contexto cinemático durante la apertura de la Cuenca de Zongolica, durante el Jurásico Temprano-Medio (tomado de ORTUÑO-ARZATE, <i>et al.</i> , 1992).....	26
Figura 7	Esquema del contexto cinemático de la fase de deformación compresiva Laramidica (tomado de ORTUÑO-ARZATE, <i>et al.</i> , 1992).....	28
Figura 8	Se muestra de manera esquemática el contexto cinemático de la fase distensiva post-Laramídica (tomado de ORTUÑO-ARZATE, <i>et al.</i> , 1992).....	29
Figura 9	Se muestran los estratos de tobas de color gris característicos de esta unidad. Nótese los horizontes alterados a arcillas.....	32
Figura 10	Se muestra horizonte de toba alterado a zeolitas de color verde de aproximadamente 1 m de espesor.....	33
Figura 11	Se muestran gravas de composición ígnea rellenando paleocanales existentes durante su erosión y transporte.....	33
Figura 12	Se muestra horizonte silicificado muy resistente a la erosión de 1 m de espesor.....	34
Figura 13	Derrames de lavas de composición andesítica. Nótese la pseudoestratificación.....	37
Figura 14	Derrames de lavas de composición basáltica. Nótese la abundancia de las vesículas.....	38
Figura 15	Afloramiento del conglomerado polimíctico fuertemente cementado (To=Toba, Ba=Basalto, Cz=Caliza, An=Andesita).....	40
Figura 16	Afloramiento de gravas y arenas características de los depósitos Cuaternarios. Nótese la discordancia respecto a la unidad piroclástica....	40
Figura 17	Tabla estratigráfica del área de estudio.....	43
Figura 18	Configuración de los tetraedros (T) de SiO <sub>4</sub> para forman unidades estructurales en las zeolitas (DOMÍNGUEZ-ESQUIVEL, 1995).....	46
Figura 19	Redes de canales en las estructuras zeolíticas (CHEN, 1987).....	47
Figura 20	De manera esquemática se presenta la unión de cadenas y de anillos para generar poros en la estructura de las zeolitas (DOMÍNGUEZ-ESQUIVEL, 1995).....	48
Figura 21	Fotomicrografía de roca litocristalina correspondiente al miembro inferior de la secuencia vulcano-sedimentaria. Nótese los cristales de	

	feldespatos, cuarzo y líticos en una matriz arcillosa (10X, base de foto 4 mm).....	62
Figura 22	Microfotografía de toba vitrocrystalina cercana al límite superior del miembro inferior de la secuencia. Nótese las plagioclasas (Plg), cuarzo (Qz) y micas (Bi) en matriz microcrystalina (10x, base de foto 4 mm).....	62
Figura 23	Shards vítreos y cristales característica de las tobas correspondientes al miembro superior de la secuencia. Nótese la gran abundancia de la fase vítrea (10x, base de foto 4 mm).....	63
Figura 24	Toba desvitrificada y probablemente alterada a minerales zeolíticos y arcillosos. Nótese la conservación de la forma de los shards de vidrio (10x, base de foto 4 mm).....	63
Figura 25	a) Se muestra la distribución de las muestras de acuerdo al diagrama de SCASSO Y LIMARINO (1997) y b) resultados del diagrama de PETTIJHON <i>et al.</i> , (1987). Nótese la separación entre ambos miembros.....	64
Figura 26	Difractograma típico de una toba zeolitizada correspondiente al miembro superior. Nótese la gran abundancia de clinoptilolita (picos indicados con líneas en color celeste).....	67
Figura 27	Difractograma típico de una toba zeolitizada correspondiente al miembro superior de la secuencia. Nótese la abundancia de clinoptilolita (picos indicados por líneas en color celeste).....	67
Figura 28	Nótese la abundancia de cristales tabulares de clinoptilolita en toba zeolitizada a diferentes aumentos.....	71
Figura 29	Fase arcillosa caracterizada por la montmorillonita, nótese las hojuelas a diferentes aumentos.....	72
Figura 30	En este diagrama se indica el procedimiento para la determinación de la capacidad de adsorción de micotoxinas <i>in vitro</i> .....	75
Figura 31	Diagrama esquemático que indica el procedimiento de la determinación de la capacidad de adsorción de micotoxinas <i>in vivo</i> .....	77
Figura 32	Diagrama esquemático que representa la evolución estructural de la secuencia vulcano-sedimentaria en el área de estudio.....	82

## LISTA DE TABLAS

Tabla 1	Clasificación de zeolitas (GOTTARDI & GALLI, 1985).....	49
Tabla 2	Resultados de Difracción de rayos X.....	68
Tabla 3	Se muestran los resultados de la determinación de la capacidad de adsorción de aflatoxinas G1 y B1.....	76

## LISTA DE ABREVIATURAS

DRX	Difracción de rayos-X
MEB	Microscopio electrónico de barrido
IMP	Instituto Mexicano del Petróleo
ASTM	American Society for Testing Materials
SJA08	Clave de la muestra
A°	Armstrongs
$\lambda$ .	Lambda (longitud de onda)
$\theta$	Teta.
G1	Aflatoxina G1
B1	Aflatoxina B1
H.R.	Humedad relativa
T°	Temperatura
Ems	Emisión
Ext	Extinción
CRM	Consejo de Recursos Minerales
INEGI	Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática
T	Tetraedro
D4R	Anillos dobles de 4
D5R	Anillos dobles de 5
D6R	Anillos dobles de 6
E.N.E.P.	Escuela Nacional de Estudios de Postgrado
Rpm	Revoluciones por minuto
mg	Miligramos
S.A. de C.V.	Sociedad Anónima de Capital Variable
nm	Nanómetros

# CAPÍTULO I. GENERALIDADES

## 1.1 Introducción

Las zeolitas, junto con algunas arcillas, alúminas y sílicas, están consideradas como los aluminosilicatos de más alta capacidad de adsorción de aflatoxinas, debido a propiedades físicas, químicas y de estructura muy particulares (Fig. 1). Dentro de las zeolitas más utilizadas se encuentran: clinoptilolita, mordenita y chabacita; estos minerales por lo general son producto de alteración de vidrio presente en tobas, en las cuales las cantidades existentes pueden ser económicamente rentables para su explotación.

El presente trabajo comprende un estudio detallado sobre la caracterización de minerales zeolíticos presentes en las tobas de la secuencia vulcano-sedimentaria de San Juan Atzingo, Pue., con el fin de acreditar su uso dentro de la industria. Gracias a las propiedades de adsorción, algunos aluminosilicatos han sido utilizados como un método alternativo para el control y manejo de intoxicaciones por micotoxinas en dieta de ganado, específicamente en la industria avícola.

Las micotoxinas son moléculas orgánicas segregadas por hongos como *aspergillus flavus* y *parasiticus*, los cuales en condiciones de humedad relativa del 15 % y temperatura > 20 °C se multiplican y segregan micotoxinas, contaminando así a los granos y posteriormente a los animales que los ingieren (OSUNA, 1989).

Las micotoxinas causan diversos efectos, así como severas pérdidas económicas a la industria ganadera; se producen en el alimento antes de ser consumidos por los animales durante su almacenamiento, manufactura y transportación. En México se ha hecho muy poco para establecer los niveles seguros de micotoxinas en alimentos para animales, aunque existen medidas de control muy útiles para el ganadero, como la limitación de humedad en el alimento y en sus ingredientes, así como el uso efectivo de retardantes de crecimiento de hongos. Sin

embargo, estos productos no podrán prevenir definitivamente la producción de micotoxinas (PHILLIPS, 1987).

Existen más de doscientas diferentes micotoxinas presentes en granos como el maíz, sorgo, arroz, trigo, cebada, semilla de algodón, ajonjolí, cacahuate, etc. También se puede encontrar micotoxinas en las frutas, verduras, pastos, quesos y harinas (OSUNA, 1989). Dentro del total de micotoxinas conocidas hay cuatro que ocurren muy frecuentemente, las aflatoxinas, tricoticonos, zearalenona y la ocratoxina (Fig. 2). Las cuatro micotoxinas anteriores son cancerígenas muy potentes y corresponden a una de las fuentes de origen de cáncer en los humanos, ya que se pueden encontrar en alimentos elaborados a partir de aves, ganado porcino, y bovino (PHILLIPS, 1987).

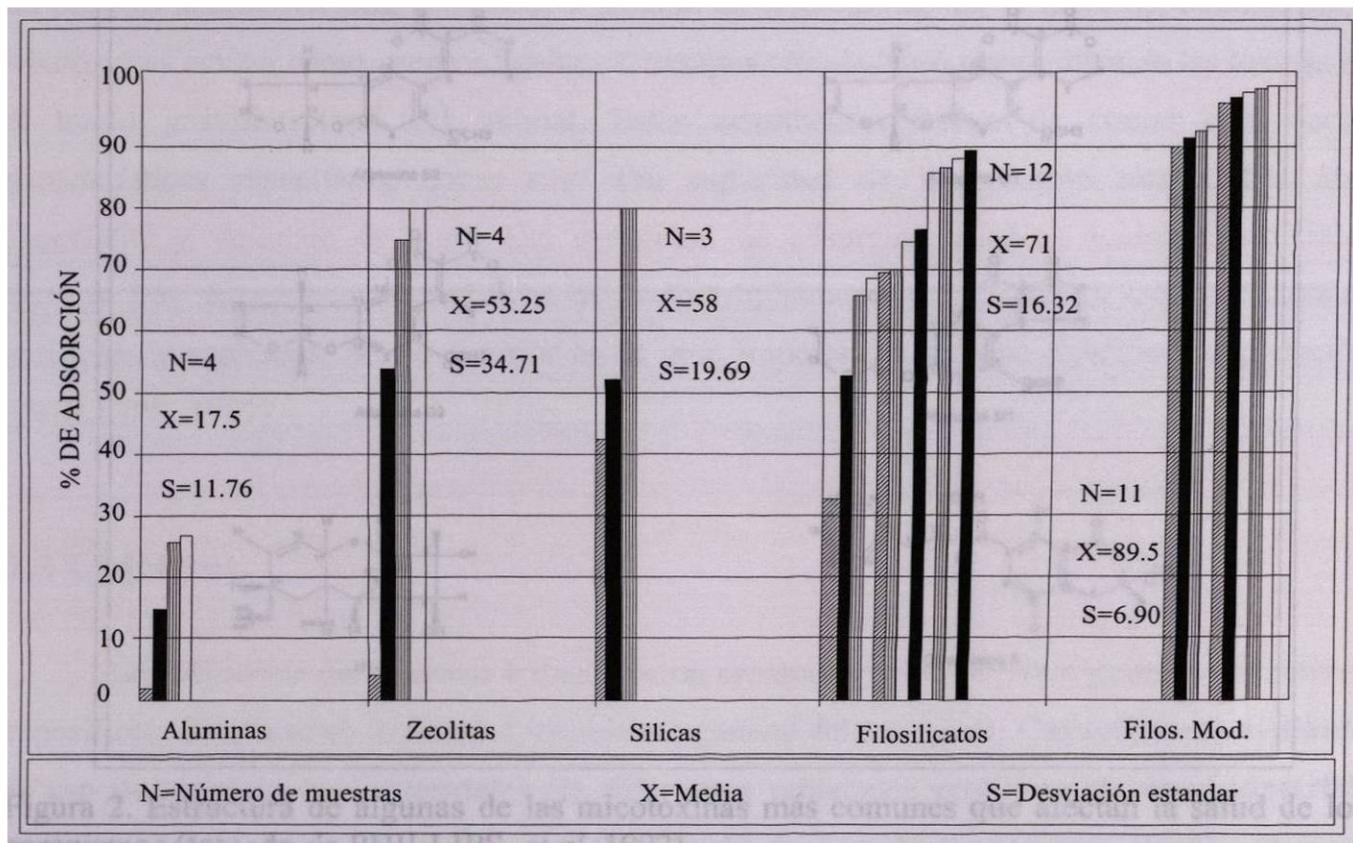


Figura 1. Adsorción de aflatoxina B1 por diferentes minerales (PHILLIPS, 1987).

Los efectos de las micotoxinas, aún en muy bajas concentraciones (3 ppm), pueden ser devastadores en las granjas de aves y ganado porcino, causando: a) reducción en la ganancia de peso del animal, b) impedimento de la producción de proteínas, favoreciendo la actividad

enzimática y la disminución de la cantidad de nitrógeno (urea) y albúmina en la sangre, así como de proteína, calcio, fósforo, colesterol y glucosa, c) incremento de peso del hígado y lesiones hepáticas, d) baja resistencia a otras enfermedades y, finalmente, e) la contaminación de la carne, huevo, leche y productos derivados de estos animales.

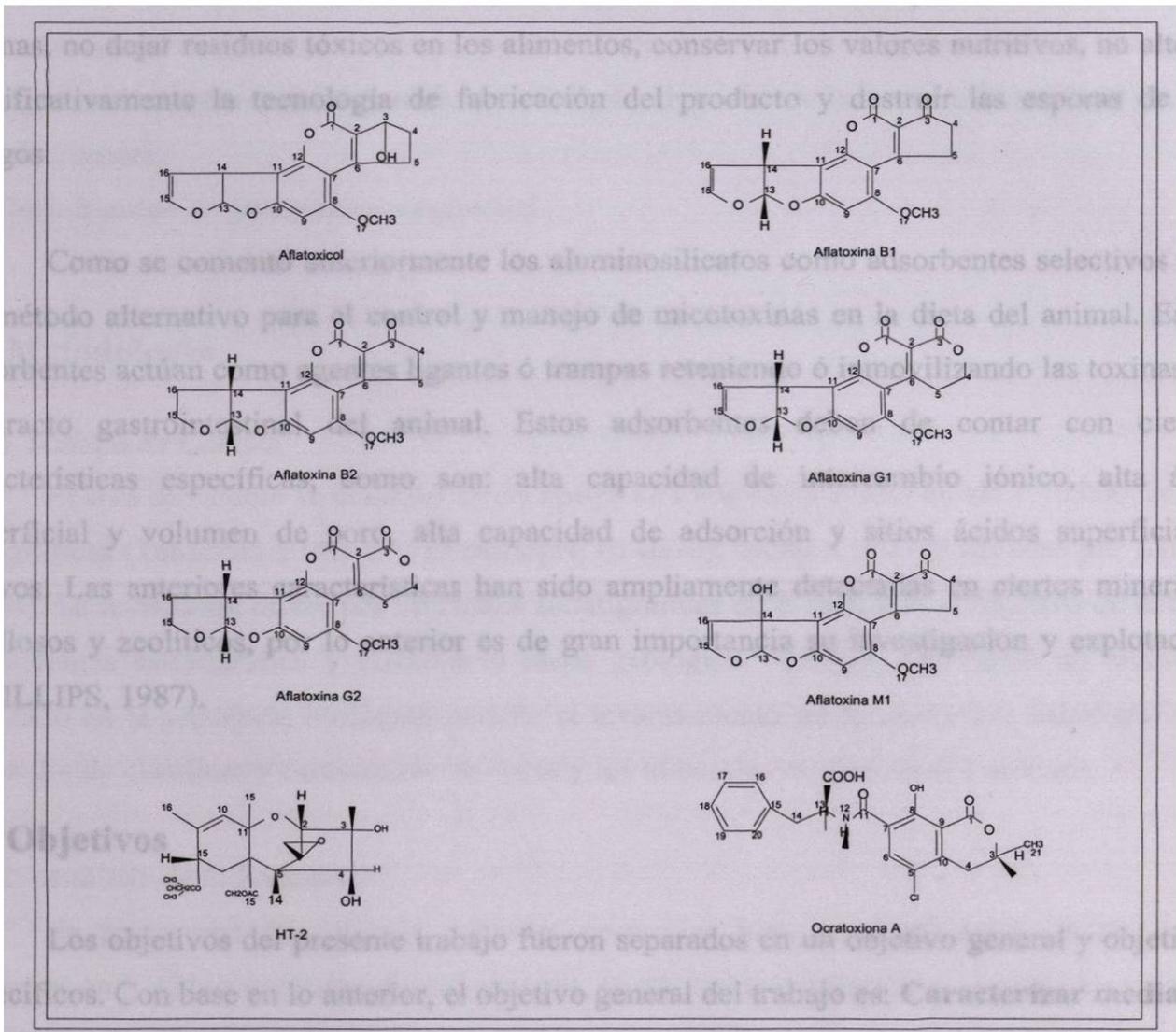


Figura 2. Estructura de algunas de las micotoxinas más comunes que afectan la salud de los organismos (tomado de PHILLIPS, *et al*, 1992).

Dentro de los métodos para inactivar las micotoxinas, existe radiación ultravioleta, inactivación térmica, degradación biológica y tratamiento con hidróxido de amonio entre otros químicos. El tratamiento con amonio a sido probado con éxito, lográndose valores de desintoxicación de hasta 99 %. Sin embargo, este método no ha sido aprobado oficialmente

debido a la toxicidad de los productos derivados de la relación entre toxina y amoniacó (PHILLIPS, *et al*, 1992).

Por lo anterior, se plantea la necesidad de contar con un procedimiento confiable para eliminar o reducir los efectos negativos de las micotoxinas, este proceso de saneamiento debe reunir ciertas características, entre las cuales se citan: inactivación y/o destrucción de las toxinas, no dejar residuos tóxicos en los alimentos, conservar los valores nutritivos, no alterar significativamente la tecnología de fabricación del producto y destruir las esporas de los hongos.

Como se comentó anteriormente los aluminosilicatos como adsorbentes selectivos son un método alternativo para el control y manejo de micotoxinas en la dieta del animal. Estos adsorbentes actúan como agentes ligantes ó trampas reteniendo ó inmovilizando las toxinas en el tracto gastrointestinal del animal. Estos adsorbentes deben de contar con ciertas características específicas, como son: alta capacidad de intercambio iónico, alta área superficial y volumen de poro, alta capacidad de adsorción y sitios ácidos superficiales activos. Las anteriores características han sido ampliamente detectadas en ciertos minerales arcillosos y zeolíticos, por lo anterior es de gran importancia su investigación y explotación (PHILLIPS, 1987).

## 1.2 Objetivos

Los objetivos del presente trabajo fueron separados en un objetivo general y objetivos específicos. Con base en lo anterior, el objetivo general del trabajo es: **Caracterizar mediante el uso de técnicas instrumentales los diferentes minerales zeolíticos de uso industrial, presentes en la secuencia vulcano-sedimentaria de San Juan Atzingo, Puebla.** Para el cumplimiento del anterior objetivo fue necesario realizar los siguientes objetivos particulares:

- a) Elaborar un mapa geológico escala 1:12,500.
- b) Realizar perfiles geológicos con el fin de ilustrar las relaciones estratigráficas y determinar los diferentes espesores de las unidades presentes en la secuencia vulcano-sedimentaria.
- c) Establecer la columna estratigráfica del área de estudio.

- d) Realizar un muestreo detallado de las tobas, con el objetivo de definir, petrográficamente, las zonas de mayor alteración y seleccionar las muestras a caracterizar instrumentalmente.
- e) Analizar por medio de la Difracción de Rayos X (DRX) y Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) muestras de interés práctico y científico.
- f) Determinar el ambiente de depósito del yacimiento.
- g) Definir un modelo genético de las zeolitas en el área.
- h) Determinar la capacidad de adsorción de micotoxinas (aflatoxinas) *in vitro* e *in vivo* para algunas muestras seleccionadas, con el objetivo de definir su utilidad real como adsorbentes.
- i) Definir zonas de potencial uso industrial.

## 1.3 Metodología

### 1.3.1 Trabajo de Campo.

El área de estudio se delimitó con el apoyo de fotografías aéreas escala 1:75,000, cartas topográficas (Tehuacán E14B75 y Zinacatepec E14B76), escala 1:50,000 editadas por INEGI (1984). Se levantaron diferentes secciones estratigráficas en el área con el objetivo de definir la secuencia estratigráfica y elaborar el mapa geológico. Además, se realizó un muestreo detallado en la secuencia litológica durante el levantamiento de las secciones estratigráficas, con el fin de clasificar y caracterizar las rocas y los minerales de alteración presentes.

### 1.3.2.- Análisis de Laboratorio.

Se prepararon las láminas delgadas necesarias para la clasificación de las rocas presentes en la secuencia vulcano-sedimentaria, se efectuó la petrografía y se seleccionaron las muestras a las cuales se les realizaron análisis por DRX en las instalaciones del Instituto Mexicano del Petróleo (IMP), con el fin de identificar las especies minerales constituyentes de las mismas. Con los resultados aportados por DRX, se seleccionaron algunas muestras para efectuar estudios por medio del MEB, en las mismas instalaciones del IMP, con el fin de obtener información sobre la génesis de los minerales identificados anteriormente. Por último, con base en los estudios realizados se seleccionaron diferentes muestras a las cuales se les determinó la capacidad de adsorción de micotoxinas (aflatoxinas) *in vitro* e *in vivo*.

Los estudios *in vitro* se efectuaron en el departamento de Biología de la E.N.E.P. Iztacala y consistió en lo siguiente: se determinaron las capacidades de adsorción de aflatoxinas B1 y G1, siguiendo la técnica de agitación modificada por fluorescencia (PHILLIPS, 1987), cuyo procedimiento consiste en formar grupos con dos duplicados cada uno, los cuales contenían 20 µg de aflatoxina B1 ó G1, 200 mg. de material adsorbente y 2 ml. de agua desionizada. Las mezclas se incubaron 60 minutos a una temperatura ambiente con agitación cada 15 minutos, posteriormente se centrifugaron a 10,000 rpm durante 5 minutos, el sobrenadante se decantó sobre 1.5 ml de agua desionizada y después se determinó la intensidad de fluorescencia midiendo la extinción a un  $\lambda$  de 365 nm y la emisión a un  $\lambda$  de 440 para B1; para G1 se midió la extinción a un  $\lambda$  de 365 nm y la emisión a un  $\lambda$  de 440 nm.

Los estudios de adsorción *in vivo* se realizaron en la ciudad de Tehuacán, Puebla, en las instalaciones de la compañía Adsorbentes Selectivos, S.A. de C.V. Para la determinación de la capacidad de adsorción *in vivo* de las muestras seleccionadas, se siguió el experimento realizado por PHILLIPS (1987), el cual se describe a continuación. Se formaron dos replicas con 25 pollos de un día de nacidos, a los cuales se les alimentó con una dieta contaminada con 7.5 ppm de aflatoxina B1 durante un período de cuatro semanas, a una de las parvadas, durante este período, se le adicionó 0.5% de zeolita de la variedad clinoptilolita previamente molida a malla 200 aproximadamente, a la parvada restante no se le adicionó clinoptilolita en la dieta durante las cuatro semanas. El experimento anterior se repitió para aves contaminadas con aflatoxina G1. Durante el tiempo de los experimentos *in vivo* los médico veterinarios zootecnistas determinaron parámetros fisiológicos, productivos y bioquímicos en las aves bajo experimentación; de acuerdo a los resultados aportados por la determinación de los parámetros antes mencionados, se determina si la muestra de zeolita funciona o no en la prevención de efectos secundarios en las aves.

### 1.3.3.- Trabajo de gabinete

1. Se elaboraron los mapas, secciones geológicas y la columna estratigráfica de forma detallada, considerando los resultados obtenidos en campo y laboratorio.
2. Se interpretaron los difractogramas de las muestras utilizando el paquete computacional **Difracct** preparado por **Siemens** adaptado al difractor **Siemens DX 2000**.

3. Se interpretó el origen de las zeolitas con la ayuda de los resultados obtenidos con la petrografía, DRX y MEB.
4. Se determinó el ambiente de depósito del yacimiento asociado a un modelo genético.
5. Con los resultados de adsorción de micotoxinas “*in vitro*”, se determinó con que muestras experimentar *in vivo*.
6. Con los resultados del punto anterior, se procedió a recomendar áreas de potencial uso industrial.

#### **1.4 Localización y vías de acceso**

El área de estudio se localiza en la parte sur del Estado de Puebla, aproximadamente a 20 km. en línea recta al sur de la ciudad de Tehuacán, en la localidad conocida con el nombre de San Juan Atzingo (Fig. 3).

Morfológicamente se encuentra en la parte occidental de lo que se conoce como “Valle de Tehuacán”, el cual forma parte de la Cuenca de Zongolica en su sector más occidental. Las coordenadas geográficas que limitan el área de estudio son: 18° 15' 00" y 18° 20' 00" de latitud norte con 97° 20' 00" y 97° 25' 00" de longitud oeste.

La principal vía de acceso es por la autopista Coacnopalan-Oaxaca saliendo de la ciudad de Tehuacán en dirección sur con rumbo a Oaxaca, a la altura del Km 80 se ingresa al área de estudio a través de un camino de terracería que conduce a la localidad de San Juan Atzingo.

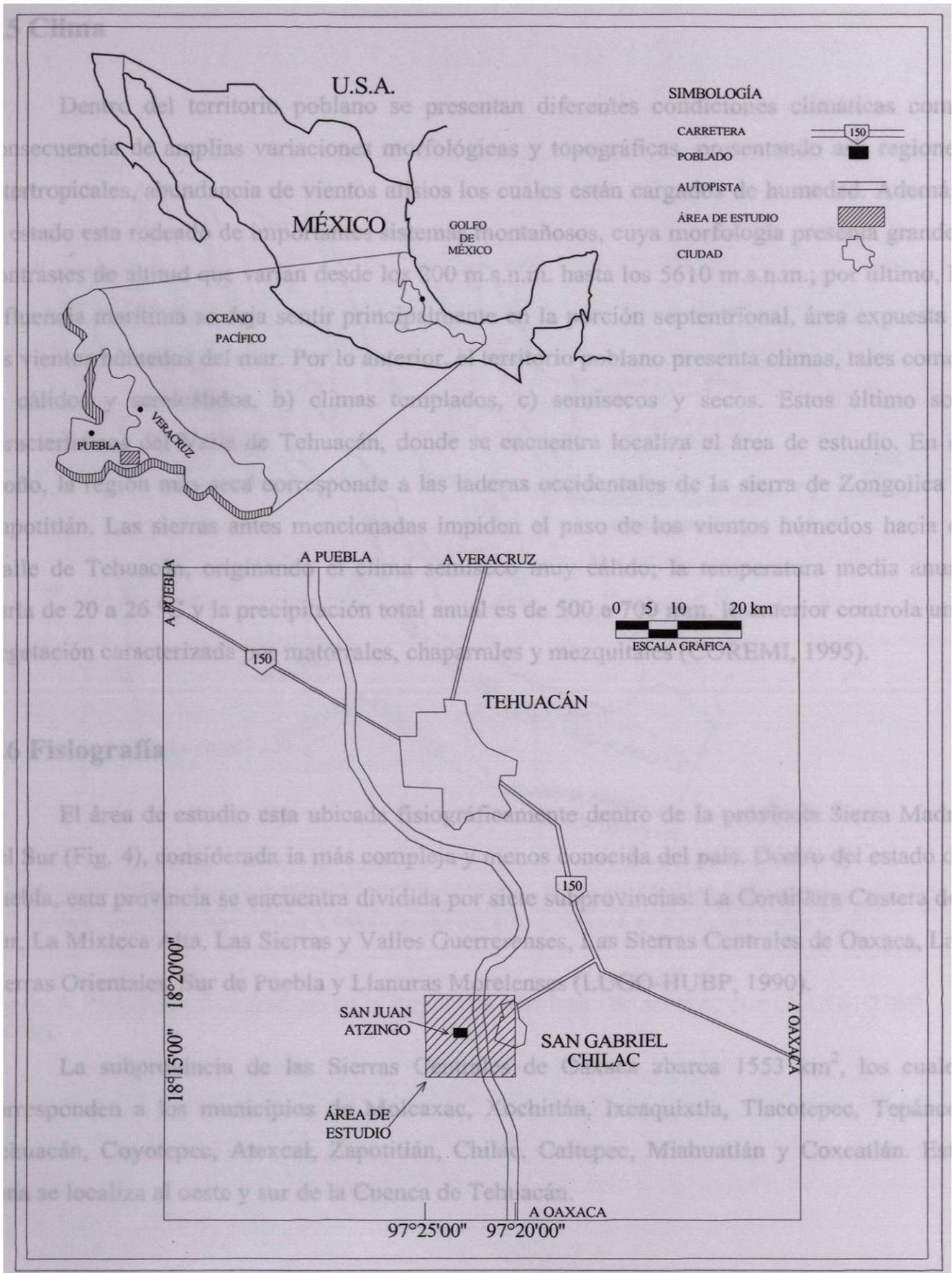


Figura 3. Localización y vías de acceso al área de estudio.

## **1.5 Clima**

Dentro del territorio poblano se presentan diferentes condiciones climáticas como consecuencia de amplias variaciones morfológicas y topográficas, presentando así: regiones intertropicales, abundancia de vientos alisios los cuales están cargados de humedad. Además, el estado está rodeado de importantes sistemas montañosos, cuya morfología presenta grandes contrastes de altitud que varían desde los 200 m.s.n.m. hasta los 5610 m.s.n.m.; por último, la influencia marítima se deja sentir principalmente en la porción septentrional, área expuesta a los vientos húmedos del mar. Por lo anterior, el territorio poblano presenta climas, tales como: a) cálidos y semicálidos, b) climas templados, c) semisecos y secos. Estos últimos son característicos del Valle de Tehuacán, donde se encuentra localizada el área de estudio. En el otoño, la región más seca corresponde a las laderas occidentales de la sierra de Zongolica y Zapotitlán. Las sierras antes mencionadas impiden el paso de los vientos húmedos hacia el Valle de Tehuacán, originando el clima semiseco muy cálido; la temperatura media anual varía de 20 a 26 °C y la precipitación total anual es de 500 a 700 mm. lo anterior controla una vegetación caracterizada por matorrales, chaparrales y mezquiales (COREMI, 1995).

## **1.6 Fisiografía**

El área de estudio está ubicada fisiográficamente dentro de la provincia Sierra Madre del Sur (Fig. 4), considerada la más compleja y menos conocida del país. Dentro del estado de Puebla, esta provincia se encuentra dividida por siete subprovincias: La Cordillera Costera del Sur, La Mixteca Alta, Las Sierras y Valles Guerrerenses, Las Sierras Centrales de Oaxaca, Las Sierras Orientales, Sur de Puebla y Llanuras Morelenses (LUGO-HUBP, 1990).

La subprovincia de las Sierras Centrales de Oaxaca abarca 1553 km<sup>2</sup>, los cuales corresponden a los municipios de Molcaxac, Xochitlán, Ixcaquixtla, Tlacotepec, Tepánco, Tehuacán, Coyotepec, Atexcal, Zapotitlán, Chilac, Caltepec, Miahuatlán y Coxcatlán. Esta zona se localiza al oeste y sur de la Cuenca de Tehuacán.

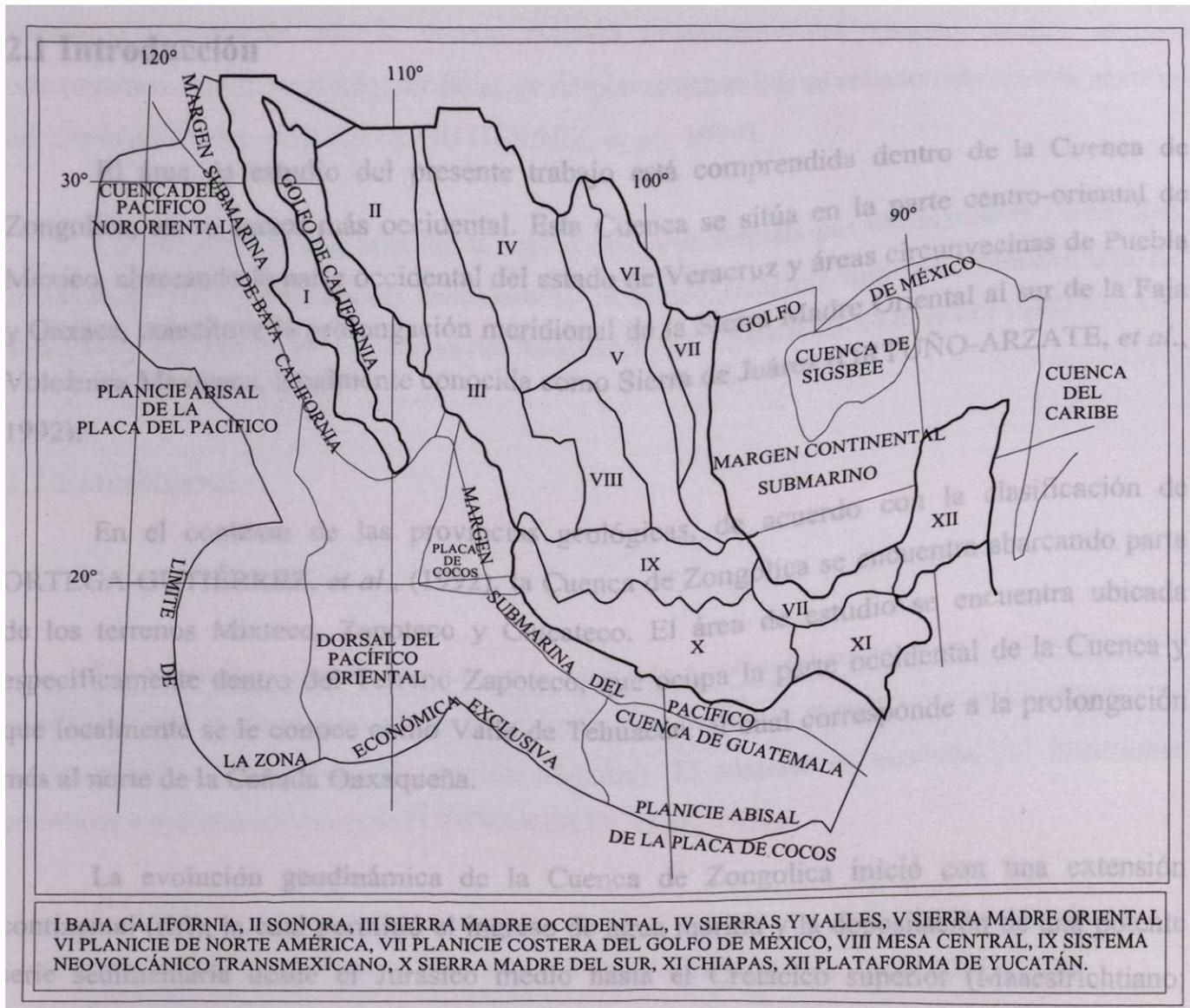


Figura 4. Provincias fisiográficas de la República Mexicana de acuerdo con LUGO-HUBP, (1990).

# CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

## 2.1 Introducción

El área de estudio del presente trabajo está comprendida dentro de la Cuenca de Zongolica, en su sector más occidental. Esta Cuenca se sitúa en la parte centro-oriental de México, abarcando la parte occidental del estado de Veracruz y áreas circunvecinas de Puebla y Oaxaca, constituye la prolongación meridional de la Sierra Madre Oriental al sur de la Faja Volcánica Mexicana, localmente conocida como Sierra de Juárez (ORTUÑO-ARZATE, *et al.*, 1992).

En el contexto de las provincias geológicas, de acuerdo con la clasificación de ORTEGA-GUTIÉRREZ, *et al.*, (1992), la Cuenca de Zongolica se encuentra abarcando parte de los terrenos Mixteco, Zapoteco y Cuicateco. El área de estudio se encuentra ubicada específicamente dentro del Terreno Zapoteco, que ocupa la parte occidental de la Cuenca y que localmente se le conoce como Valle de Tehuacán, el cual corresponde a la prolongación más al norte de la Cañada Oaxaqueña.

La evolución geodinámica de la Cuenca de Zongolica inició con una extensión continental (rift), la cual permitió el ingreso de agua marina y la depositación de una potente serie sedimentaria desde el Jurásico medio hasta el Cretácico superior (Maastrichtiano; ORTUÑO-ARZATE, *et al.*, 1992). Junto con la Plataforma de Córdoba, esta serie sedimentaria fue deformada y transportada hacia el noreste desde el Paleoceno al Eoceno hacia el noreste por una tectónica asociada a la Orogenia Laramide, constituyéndose de esta manera, las Cuencas de Zongolica y Córdoba como parte integral del orógeno de la Sierra Madre Oriental (MENESES-ROCHA, *et al.*, 1996). En términos más regionales la cuenca de Zongolica constituye la continuación del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Cordillerano de Norte América (GRAY y JOHNSON en VELAZQUEZ-VELASCO, 1998).

Una parte considerable del basamento sobre el cual evolucionó esta cuenca, ha sido interpretado como un basamento producto de la colisión orogénica Ouachita del Paleozóico Tardío acompañado por eventos magmáticos y sedimentación proveniente de un arco volcánico concurrente con la misma colisión (basamento del Terreno Maya), el cual subsecuentemente fue cortado por fallas de desplazamiento lateral relacionadas con la apertura del Golfo de México (ORTEGA-GUTIÉRREZ, *et al.*, 1994).

La columna estratigráfica de la región está representada por el basamento Paleozóico, sobreyacido por una secuencia sedimentaria Jurásica-Cretácica, una serie sedimentaria del Terciario y algunas series volcánicas del Neógeno (ORTUÑO-ARZATE, *et al.*, 1992).

## **2.2 Estratigrafía**

### **2.2.1 Basamento Paleozóico**

El basamento Paleozóico aflora en la Sierra de Acatlán (al suroeste de Tehuacán) y está constituido por rocas metamórficas (principalmente gneises y esquistos) y sedimentarias no metamorfizadas paleozoicas (Formación Matzitzi). El sustrato es afectado por intrusiones graníticas y granodioríticas (ORTUÑO-ARZATE, *et al.*, 1992).

La unidad metamórfica se conoce, en la nomenclatura estratigráfica, como Grupo Acatlán y su edad corresponde al Paleozóico Inferior (ORTEGA-GUTIÉRREZ, 1978).

### **2.2.2 Secuencia Metamórfica**

Esta secuencia corresponde al terreno Cuicateco y está compuesta de rocas originadas en ambientes oceánicos y/o de arco, la evolución real de la cuenca en la que ocurrió el depósito de estos materiales es incierta. SEDLOCK *et al.*, (1993) mencionan que la edad de las rocas corresponde al Jurásico superior-Cretácico inferior, las cuales fueron deformadas durante la orogenia Laramídica en el Cretácico superior-Paleoceno.

La secuencia forma una franja con dirección NW-SE que se extiende en la mayor parte del sector A de la cuenca de Zongolica y constituye el equivalente metamórfico-estratigráfico de la secuencia sedimentaria del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Formación Tepexilotla y Chivillas, respectivamente). La unidad dinamometamórfica se ha denominado Complejo Metamórfico Cuicateco (CHARLESTON, 1978) y corresponde al terreno Juárez de CAMPA-URANGA y CONEY (1983).

El terreno Cuicateco está dividido en tres unidades estructurales, la inferior consiste de rocas verdes, lentes de gabbro, serpentinas, metatobas y grawackas. La unidad intermedia es la de mayor volumen, y corresponde a depósitos de flysch fuertemente deformados y débilmente metamorfizados. La unidad estructuralmente superior, incluye ortognaises máficos miloníticos (SEDLOCK *et al.*, 1993).

### 2.2.3 Secuencia sedimentaria del Jurásico-Cretácico

Esta serie ha sido estudiada por varios autores y los trabajos corresponden, principalmente, a estudios sobre estratigrafía de la Cuenca y algunos sobre la geología estructural (CARRASCO, 1978; TORIZ, 1982; PACHECO Y ORTÍZ, 1983 y ORTUÑO-ARZATE, 1992; Fig. 5 en Pag. 22).

A partir del análisis secuencial y de la distribución lateral de facies en la Cuenca de Zongolica, ORTUÑO-ARZATE, *et al.*, (1992) definió tres sectores o dominios tectonoestratigráfico, dispuestos en el sentido transversal de la cuenca; los dominios son los siguientes: el sector A, desarrollado en el margen suroccidental de la cuenca; el sector B, que representa el surco central; y el sector C, instalado sobre el margen nororiental. La distribución de estos conjuntos sedimentarios y las series estratigráficas representativas se muestran en la figura 5. La serie sedimentaria de la cuenca representa el Jurásico tardío (Kimmeridiense) hasta el Cretácico tardío (Maastrichtiense). En el sector A, la serie es silicoclástica en su base y carbonato-silicoclástica hacia la parte superior; en el sector central es principalmente carbonatada, y en el sector C es totalmente carbonatada. A continuación se hace una descripción de cada una de las Formaciones correspondientes a esta secuencia sedimentaria,

las rocas volcánicas objeto del presente estudio se encuentran sobre el sector A.

### 2.2.3.1 Formación Tepexilotla

**Definición.-** MENA (1957) la describió como una secuencia de lutitas ricas en bentonitas, de color gris verdoso, rosado y gris oscuro con interperismo amarillo ocre y rojizo, pizarras gris oscuro y gris que interperizan a un gris amarillento y amarillo café, lutitas carbonosas y bituminosas de color negro que se separan con facilidad, conteniendo nódulos de caliza de tamaños variables de color negro con abundantes restos de quijadas de anélidos no clasificados y pirita. Ocasionalmente se encuentran calizas carbonosas de hasta 5 cm de espesor como máximo, en las cuales no se ha encontrado fauna. Esta Formación toma su nombre del poblado de Tepexilotla, municipio de Zoquitlán, Puebla, en donde se encuentra su localidad tipo. El espesor de esta Formación en su localidad tipo, es 100 hasta 150 m, aunque en algunos trabajos citan que presenta entre 80 y 200 m.

**Distribución.-** Se encuentra ampliamente distribuida en los alrededores de Huautla de Jiménez, Oax., específicamente en el sector A y algunos afloramientos en el sector B; sus afloramientos se presentan en forma de una banda orientada NW-SE, de la misma manera que la mayoría de las Formaciones presentes en el surco central de la Cuenca de Zongolica.

**Edad.-** Se le ha asignado una edad de Kimmeridgiano superior-Tithoniano determinada con base en *Ammonoideos Virgatosphintes* sp. Esta Formación es cronoestratigráficamente correlacionable con la Formación Chivillas Inferior y, en el área de Usila, con la Formación San Pedro (Fig. 5).

**Ambiente de depósito.** Por las características litológicas, se infiere que su depósito ocurrió en un ambiente costero de profundidad derivadas de baja energía, de condiciones reductoras y circulación restringida de agua.

### 2.2.3.2. Formación Xonamanca

**Definición.-** MENA (1962) describe una fase continental sublitoral de la Formación Tepexilotla y Flores (1970; en VELÁZQUEZ-VELASCO, *et al.*, 1992) propone denominarla miembro Xonamanca de la Formación Tuxpanguillo, cuya localidad tipo se encuentra cerca del poblado de Tuxpanguillo, donde toma su nombre al noreste de Zongolica. Finalmente, el rango de Formación fue propuesto por CARRASCO, *et al.* (1975) considerando como parte de la Formación una secuencia de tobas, grauvacas, limolitas, lutitas y rocas carbonatadas de distintos tipos, que presentan condiciones de depósitos variables. El espesor determinado para esta unidad varía de 400 a 500 m.

**Distribución.-** Sus principales afloramientos se encuentran distribuidos en el sector central (Sector B) de la cuenca, los cuales forman una banda de dirección NW-SE, desde Córdoba, Ver. a Huautla de Jiménez, Oax.

**Edad.-** CARRASCO *et al.*, (1975) propone situarla en una edad de Barremiano-Valanginiano, sin descartar la posibilidad de que su base alcance en el Tithoniano superior y su cima transgreda el Hauteriviano. Cronoestratigráficamente se correlaciona al occidente con la Formación Chivillas, así como con la Formación Tamaulipas inferior en la zona de Poza Rica.

**Ambiente de depósito.-** Se trata de un ambiente de depósito de aguas someras graduando a aguas de plataforma profunda con episodios de magmatismo explosivo en aguas de circulación restringida (MENA, 1962).

### 2.2.3.3. Formación Chivillas

**Definición.-** Originalmente PANO-ARCINIEGA, (1973) designó informalmente con el nombre de Formación Chivillas a una secuencia de lutitas, areniscas y filitas con intercalaciones de conglomerados que afloran en la Cañada de San Antonio, Puebla. Posteriormente, CARRASCO (1978), describió una columna representativa en la Barranca

Chapultepec, Puebla. TORIZ (1984), en un trabajo inédito de PEMEX designa como Formación Chivillas Inferior a la columna descrita por CARRASCO (1978), y Formación Chivillas Superior a la que originalmente PANO-ARCINIEGA (1973) nombró Formación Chivillas.

ALZAGA-RUIZ y PANO-ARCINIEGA (1989), efectuaron en la Barranca Chapultepec, al noreste de Tehuacán, Puebla, un estudio estratigráfico de ambas unidades, denominándolas Formación Chivillas miembro inferior y un miembro superior. El miembro inferior presenta dos litofacies: una parcialmente sedimentaria formada por limolitas, arcosas y arcosas líticas; y otra litofacie volcánica submarina de rocas espelíticas. El miembro superior está formado por areniscas conglomeráticas alternando con limolitas arenosas. En general, todo el conjunto es de color pardo amarillento. La localidad tipo se localiza en el río Salado dentro de la barranca Chapultepec; el espesor medido para esta Formación fue de 561 m.

Distribución.- Sus principales afloramientos se presentan al noreste, este y sureste de la Ciudad de Tehuacán, Pue., específicamente en el sector A, al igual que las demás Formaciones sus afloramientos se presentan en forma de bandas con una orientación principal NW-SE.

Edad.- En los trabajos realizados por ALZAGA-RUIZ y PANO-ARCINIEGA (1989), considerando la microfauna que contienen estas rocas, determinaron que la edad de la Formación Chivillas es del Jurásico tardío (Tithoniano) de acuerdo a la presencia de *Crassicolaria sp.*, hasta Valanginiano por la existencia de *Tintinnopsella sp.* y *Lorenziella sp.* Debido al carácter terrígeno del miembro superior, no se observó fauna fósil; sin embargo debido a que subyace a carbonatos del Aptiano, infieren que es de edad Hauteriviano-Barremiano. La edad de la Formación Chivillas comprende desde el Jurásico Tardío (Tithoniano) al Neocomiano (Barremiano).

Cronoestratigráficamente se correlaciona, al oriente en la Plataforma de Córdoba, con las Formaciones Tepexilotla y Xonamanca; y en el área de Usila con la Formación San Pedro.

De acuerdo con las litofacies vulcanoclásticas del miembro inferior se interpreta que la sedimentación estuvo controlada por procesos volcánicos tanto subaéreos como subacuáticos. Por otra parte, la secuencia sedimentaria del Jurásico superior- Neocomiano inferior podría ubicarse dentro de un marco tectónico de ambiente de cuenca marginal o post-arco. ALZAGA-RUÍZ y PANO-ARCINIEGA (1989), atendiendo las características estratigráfico-sedimentológicas y petrográficas, interpretan un ambiente tectónico activo de cuenca marginal (Fig. 5).

#### 2.2.3.4 Formación Tuxpanguillo

Definición.- MENA y FLORES (1965; en LÓPEZ-RAMOS, 1980) describen en las cercanías de Tepexilotla, Pue., a esta Formación. Esta constituida por una serie de calizas de estratificación delgada, de color gris oscuro a negro, conteniendo lentes, nódulos y segregaciones de pedernal negro, que aumenta al igual que el espesor de las capas, hacia la cima de la Formación. La edad correspondiente a esta Formación es del Neocomiano, por la presencia de fauna como: *Nannconus globulos*, N. *Colomi*, N. *Bermúdez*, N. *Steinmani* y N. *Elongatus*. El espesor determinado para esta Formación es de 500 m. Aunque el nombre de la Formación es Tuxpanguillo, comúnmente se usa el nombre de Formación Xonamanca (Fig. 5).

#### 2.2.3.5 Formación Capolucan

Definición.- FLORES y MENA, (1965; en LÓPEZ-RAMOS, 1980) describen a esta Formación como una secuencia de calizas negras, criptocristalinas, con lentes y bandeamientos de pedernal negro, estratificadas en capas que varían de 20 cm a 1 m de espesor y ocasionalmente estratos de calizas clásticas de 4 a 5 m de espesor, pseudoestratificadas. Una de las particularidades de esta Formación, es que presenta con cierta regularidad horizontes de calizas microbrechoides, que pasan a formar brechas de tipo intraformacional.

Edad.- Se le asigna una edad del Aptiano gracias a la presencia de fauna como: *Colomiella recta*, *C. Mexicana*, *Nannconus bucheri* y *N. Wassalli*. Es posible que esta

Formación quede comprendida dentro de la Formación Xonamanca (MENA y FLORES, 1965; en LÓPEZ-RAMOS, 1980).

#### 2.2.3.6 Formación Orizaba

Definición.- VINIEGRA y OLIVAS, (1956) denominaron con este nombre a una secuencia de sedimentos de plataforma del Cretácico medio, que consisten en calizas de color gris claro a café, divididas en 2 facies: una arrecifal y otra subarrecifal, definiendo su localidad tipo en el flanco occidental del Cerro de Escamela, situado al noreste de Orizaba, Ver.

Distribución.- Se encuentra ampliamente distribuida en la parte sureste de la Cuenca de Zongolica específicamente dentro del sector central (sector B), sus afloramientos en bandas guardan una orientación NW-SE. También se encuentran algunos afloramientos al noreste de la cuenca específicamente en el sector C, y algunos otros al noroeste de la Ciudad de Tehuacán, en el sector A. El espesor determinado para esta Formación en trabajos anteriores es de 800 a 1500 m (VELAZQUEZ-VELASCO, 1998).

Edad.- Con base en estudios micropaleontológicos efectuados en trabajos anteriores, se le asigna una edad de Albiano-Cenomaniano. Esta Formación es correlacionable lateralmente con la Formación Tamaulipas Superior, cronoestratigráficamente se correlaciona con la Formación el Abra de la Plataforma Valles, San Luis Potosí. En la región de Tlaxiaco, Oax., se correlaciona con la caliza Teposcolula; y en la región de Nochixtlán, Oax., con la Formación Yushe (LÓPEZ-RAMOS, 1980).

#### 2.2.3.7 Formación Maltrata

Definición.- BÖSE (1899) la define inicialmente como calizas Maltrata de edad Aptiano, y BONET (1969) formaliza estas calizas elevándolas a Formación Maltrata. Está constituida por calizas con pedernal negro, presenta estratificación delgada hacia la base y colores gris oscuro y negro, con intercalaciones de pizarra arcillosa de color amarillo, los lechos de calizas contienen abundantes bandeamientos y lentes irregulares de pedernal negro;

hacia la parte superior se presentan calizas gruesas, dolomitizadas de color gris oscuro, con escasos nódulos de pedernal negro. Suele contener muy escasos fósiles, entre ellos algunos cortes de bivalvos y ocasionalmente fragmentos de paquidontos. En la parte inferior se han encontrado algunos peces fósiles. Sobreyace concordantemente a la Formación Orizaba y ésta subyace de la misma manera a la Formación Guzmantla.

Distribución.- Sus principales afloramientos dentro de la Cuenca se localizan al SE de Orizaba, Ver., estos afloramientos se presentan en forma de bandas que presentan una orientación NW-SE. Algunos trabajos mencionan un espesor de 94 m, sin embargo en otras áreas varía considerablemente, llegándose a reportar hasta los 400 m como promedio (LÓPEZ-RAMOS, 1980).

Edad.- Su posición estratigráfica nos indica que esta Formación en su base, no es más antigua que Cenomaniano tardío y que termina probablemente en el Turoniano, ya que está cubierta por rocas anteriores al Santoniano. Aunque la presencia de *Globotruncana* pudiera extender su rango hasta el Senoniano?.

#### 2.2.3.8 Formación Guzmantla

Definición.- RÍOS (1953; en VELAZQUEZ-VELASCO *op cit.*) describió una serie de rocas de origen arrecifal con abundante contenido de microfósiles, expuesta en la población de Guzmantla y localizada en la sierra del mismo nombre en el Estado de Veracruz. Las rocas corresponden a packstone y grainstone de oolitas, pellets y bioclastos dispuestos en capas de hasta 1 m de espesor.

Distribución.- Se encuentra ampliamente distribuida al este de la cuenca, abarcando gran parte de los sectores B y principalmente C, con afloramientos que se presentan en forma de bandas orientadas NW-SE. En trabajos anteriores se han determinado espesores de 200 hasta 2000 m. Se infiere que sobreyace concordantemente a la Formación Orizaba y subyace de igual forma a la Formación Méndez.

Edad.- Con base en estudios de microfauna se le asigna una edad del Coniaciano-Santoniano. Cronoestratigráficamente se correlaciona con la parte superior de la Formación San Felipe en la zona norte; en la región de Azumbilla con la Formación Tecamalucan y Formación Maltrata. En el sustrato general se puede decir que corresponde a un ambiente de plataforma.

#### 2.2.3.9 Formación Méndez

Definición.- Este término fue asignado por JEFFREYS (1910; en VELAZQUEZ-VELASCO, *op cit.*) para designar un intervalo de lutitas que cubren a la Formación San Felipe. Su localidad tipo se encuentra en la estación Méndez en San Luis Potosí, de donde toma su nombre. Consiste de una alternancia de margas y lutitas de color gris verdoso y amarillo ocre.

Distribución.- Se encuentra distribuida en los sectores B y C, al este de la cuenca, se presenta en afloramientos en forma de bandas con orientaciones NW-SE. El espesor es de 300 hasta 450 m y se puede observar contacto tectónico por cabalgamiento con la Formación Orizaba.

Edad.- Se le asigna una edad que corresponde al Campaniano-Maastrichtiano y bien puede corresponder con un cambio de facie de la Formación Atoyac con la que se correlaciona. El ambiente de formación corresponde a aguas profundas con aporte de material clástico.

#### 2.2.3.10 Formación Atoyac

Definición.- MENA, (1958; en LÓPEZ-RAMOS, 1980) designa con este nombre a un cuerpo calcáreo biógeno, de más de 300 m que sobreyace generalmente a las calizas de la Formación Guzmantla en aparente concordancia. Ocasionalmente estas calizas sobreyacen a sedimentos lutíticos de la Formación Méndez. En la sección Atoyac, Ver., presenta 430 m de espesor, aunque en pozos perforados en la Cuenca de Veracruz se han medido hasta 800 m.

**Distribución.-** Sus principales afloramientos en la Cuenca de Zongolica se localizan en la parte este (sector C).

**Edad.-** Se le asigna una edad del Campaniano Superior al Maestrichtiano inferior. Esta Formación es correlacionable con la Formación Méndez.

## 2.2.4 Secuencia Terciaria

### 2.2.4.1 Formación Chicontepec-Velasco

**Definición.-** La secuencia de areniscas Chicontepec fue originalmente descrita en el borde de la Sierra Madre, en la antefosa del mismo nombre, en la cuenca sedimentaria de Tampico Misantla. Comprende tres cuerpos litológicos y taxonómicos denominados: Chicontepec inferior, medio y superior, quedando los últimos dos pisos dentro del Eoceno inferior JEFFREYS, (1910; en VELAZQUEZ-VELASCO, 1998). En el extremo sureste de la Sierra Madre, sobreyaciendo a la Formación Méndez del Cretácico superior, afloran sedimentos tipo flysh de la Formación Chicontepec inferior, ocupando un área muy limitada dentro de la sierra y constituyendo un sinclinorio hacia el oeste de Tuxtepec y Temazcal, lugar donde DUMBLE (1918; en VELAZQUEZ-VELASCO, 1998) la definió. Estas facies se caracterizan por presentar capas de lutitas color café verdoso alternando con areniscas de grano medio a grueso, que presentan una matriz calcáreo-arcilloso como cementante, incluye laminillas de yeso y micas. La localidad tipo de esta facies se encuentra en la Presa de Temazcal o Miguel Alemán. El Paleoceno de aguas profundas, tipo Velasco, se encuentra constituido en su parte superior por lutitas ligeramente arenosas con intercalaciones muy delgadas de calizas y areniscas calcáreas, en tanto que la parte inferior la constituyen exclusivamente lutitas muy calcáreas.

Una descripción más reciente indica que la Formación Chicontepec-Velasco está formada de lutitas gris verdoso con intemperismo amarillo ocre, de estratificación delgada y en ocasiones intercalaciones de arenisca gris claro, generalmente de composición calcárea y de grano fino. Los espesores reportados son de 1,700 m (LÓPEZ-RAMOS, 1980).

Distribución.- Se encuentra ampliamente distribuida en el sector C de la cuenca de Zongolica, principalmente en los alrededores de la Presa Miguel Alemán; los afloramientos se caracterizan por presentarse en bandas orientadas NW-SE. Se infiere que se encuentra en contacto transicional con la cima de la Formación Méndez y la parte superior se encuentra sobreyacida discordantemente por aluviones y depósito continentales.

Edad.- Con base en trabajos de micropaleontología realizados por el Instituto Mexicano de Petróleo (IMP) durante el desarrollo del proyecto C-4016, (en VELAZQUEZ-VELASCO, 1998), se asigna a esta Formación una edad del Paleoceno temprano, y se correlaciona con rocas similares en la Cuenca Tampico-Misantla. Su ambiente es de Cuenca con influencia terrígena, donde el aporte de material era producto de la desintegración de las partes emergidas.

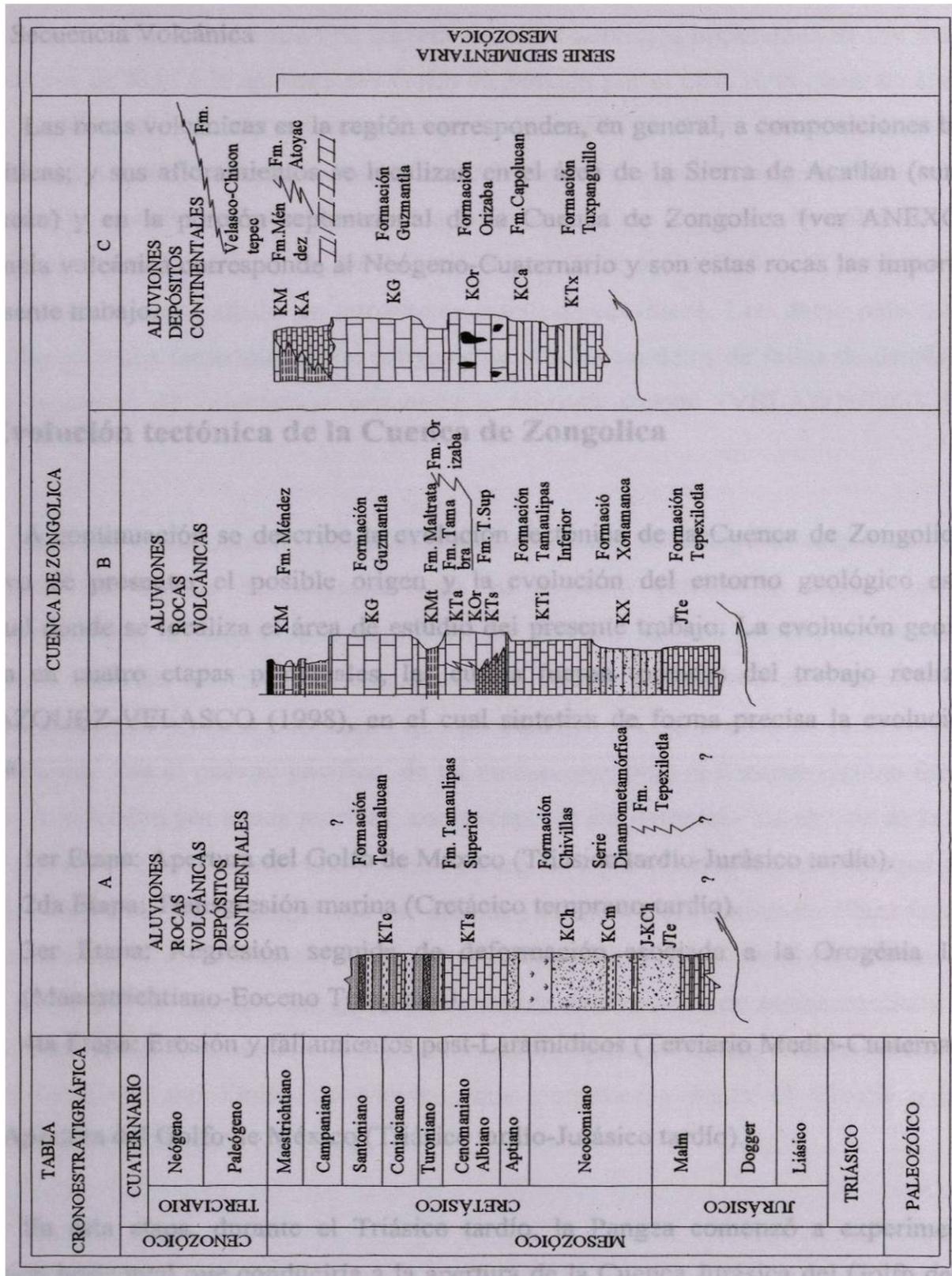


Figura 5. Tabla estratigráfica regional de la Cuenca de Zongolica en sus tres sectores (tomado de ORTUÑO-ARZATE, *et al.*, (1992).

### 2.2.5 Secuencia Volcánica

Las rocas volcánicas en la región corresponden, en general, a composiciones basáltico-andesíticas; y sus afloramientos se localizan en el área de la Sierra de Acatlán (suroeste de Tehuacán) y en la porción septentrional de la Cuenca de Zongolica (ver ANEXO 1). La secuencia volcánica corresponde al Neógeno-Cuaternario y son estas rocas las importantes en el presente trabajo.

## 2.3 Evolución tectónica de la Cuenca de Zongolica

A continuación se describe la evolución tectónica de la Cuenca de Zongolica con el objetivo de presentar el posible origen y la evolución del entorno geológico estructural regional donde se localiza el área de estudio del presente trabajo. La evolución geológica se agrupa en cuatro etapas principales, las cuales fueron tomadas del trabajo realizado por VELAZQUEZ-VELASCO (1998), en el cual sintetiza de forma precisa la evolución de la cuenca.

1er Etapa: Apertura del Golfo de México (Triásico tardío-Jurásico tardío).

2da Etapa: Transgresión marina (Cretácico temprano-tardío).

3er Etapa: Regresión seguida de deformación asociada a la Orogénia Laramide (Maastrichtiano-Eoceno Temprano).

4ta Etapa: Erosión y fallamientos post-Laramídicos (Terciario Medio-Cuaternario).

### 2.3.1 Apertura del Golfo de México (Triásico tardío-Jurásico tardío).

En esta etapa, durante el Triásico tardío, la Pangea comenzó a experimentar una extensión horizontal que conduciría a la apertura de la Cuenca Jurásica del Golfo de México (Fig. 6). Previo a lo anterior, en el Pérmico tardío, el límite occidental estaba sujeto a una subducción caracterizada por un dominio de corteza oceánica y arcos de islas (SEDLOCK, et al., 1993). En el Jurásico Medio-Superior, lo que hoy es la Cuenca de Zongolica, se

encontraba emergida formando una barrera entre los dominios imperantes en ese entonces, el pacífico por un lado y la apertura del Golfo de México por el otro. A la etapa de apertura del Golfo de México, muchos autores asocian el desarrollo de fallas laterales izquierdas, que modificaron y propiciaron la atenuación de la corteza, y por consiguiente la subsidencia tectónica. Lo anterior se combina con la acumulación de depósitos de sal y la secuencia clástica denominada en esta región Lechos Rojos (Formación Todos Santos). Lo anterior, además, estuvo acompañado de intrusiones riolítico-andesíticas. Los datos paleomagnéticos obtenidos en rocas mesozóicas, son congruentes con los modelos de fallas de desplazamiento lateral izquierdo de orientación este-oeste y noroeste-sureste (VELAZQUEZ-VELASCO, 1998).

Durante el Calloviano y principios del Oxfordiano, tuvo lugar el desplazamiento hacia el sureste del bloque de Yucatán hasta su posición actual. Se infiere que el área correspondiente a la Cuenca de Zongolica estaba limitada hacia el oriente por las fallas sobre las cuales ocurrían dichos desplazamientos, los cuales permitieron el desarrollo de dicha Cuenca como una Cuenca *pull apart* que paralelamente a su evolución comenzaba a tener comunicación con el océano pacífico, de tal manera que para el Kimmeridgiano fue cubierta casi en su totalidad por aguas marinas, con excepción del complejo milonítico de la Sierra de Juárez, que permaneció como una porción emergida y por lo tanto fue la principal fuente de material clástico. Dicha transgresión del oriente y occidente (Atlántico-Pacífico) favorecieron la acumulación de secuencias carbonatadas-clásticas (Formación Tepexilotla) característica de aguas someras y tranquilas. En general la morfología del Jurásico tardío consistió de islas, plataformas de aguas someras e intraplataformas de aguas profundas hacia el oeste y sureste de las márgenes del Golfo de México, que persistieron hasta el Cretácico temprano (SANTAMARÍA-OROZCO, (1988).

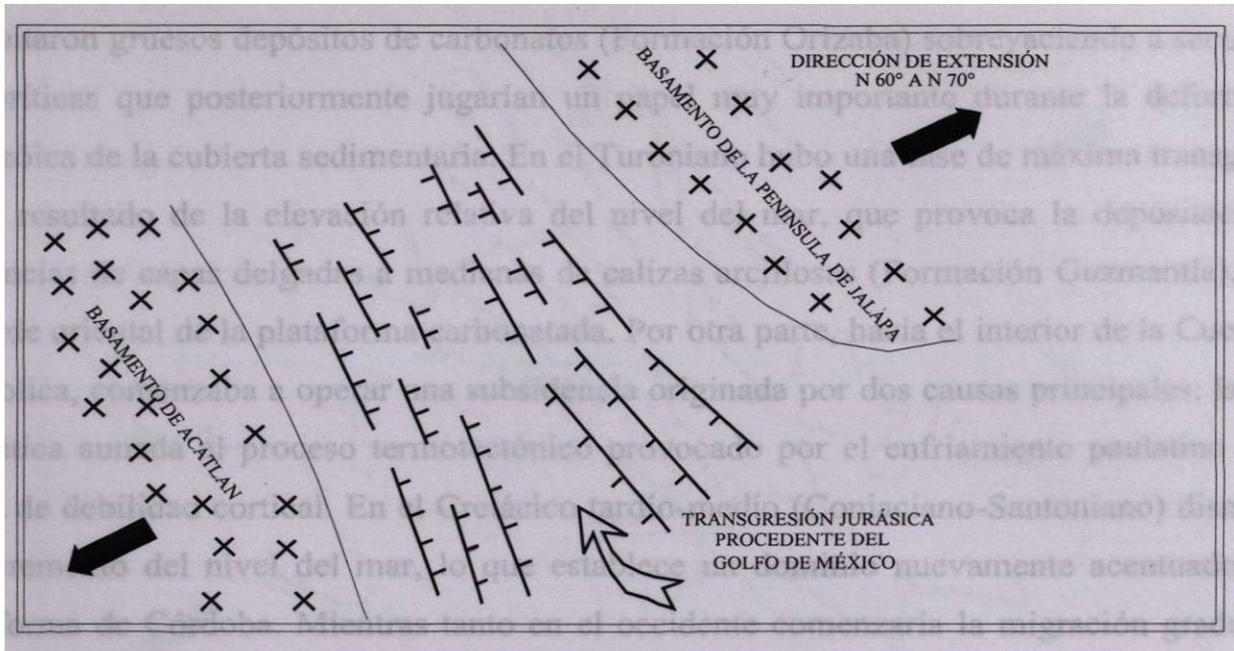


Figura 6. Esquema del contexto cinemático durante la apertura de la Cuenca de Zongolica, durante el Jurásico Temprano-Medio (tomado de ORTUÑO-ARZATE, *et al.*, 1992).

### 2.3.2 Transgresión marina (Cretácico inferior-tardío).

Para fines del Jurásico y principios del Cretácico temprano, el bloque Maya alcanzó su posición actual, por lo que el área de estudio se vio más influenciada por las transgresiones que permitieron el desarrollo de bancos carbonatados, en y alrededor de las plataformas así como- y el depósito de sedimentos hemipelágicos en las cuencas. De esta manera se caracterizan dos dominios de sedimentación para este período que ya se habían hecho presente desde el Jurásico tardío. Estos dominios son de occidente a oriente: la Cuenca de Zongolica, caracterizada por la acumulación de una secuencia vulcano-sedimentaria con influencia en su sedimentación de material terrígeno arcillo-arenoso depositados en mares profundos (Formación Chivillas) y, la Plataforma de Córdoba, caracterizada por la presencia de mares someros con sedimentación calcárea y aporte de material clástico-arcilloso (Formación Xonamanca, MOLINA-GARZA, 1992; en VELAZQUEZ-VELASCO, 1998).

Durante el período Albiano-Cenomaniano esta región se caracteriza por una quietud tectónica, una subsidencia uniforme y ausencia de actividad magmática, de esta manera la

Plataforma de Córdoba alcanza sus mayores dimensiones, hacia cuya parte interior oriental precipitaron gruesos depósitos de carbonatos (Formación Orizaba) sobreyaciendo a secuencias evaporíticas que posteriormente jugarían un papel muy importante durante la deformación Cenozoica de la cubierta sedimentaria. En el Turoniano hubo una fase de máxima transgresión como resultado de la elevación relativa del nivel del mar, que provoca la depositación de secuencias de capas delgadas a medianas de calizas arcillosas (Formación Guzmantla), sobre el borde oriental de la plataforma carbonatada. Por otra parte, hacia el interior de la Cuenca de Zongolica, comenzaba a operar una subsidencia originada por dos causas principales: la carga litostática aunada al proceso termotectónico provocado por el enfriamiento paulatino de las zonas de debilidad cortical. En el Cretácico tardío-medio (Coniaciano-Santoniano) disminuye el incremento del nivel del mar, lo que establece un dominio nuevamente acentuado de la Plataforma de Córdoba. Mientras tanto en el occidente comenzaría la migración gradual del arco magmático hacia el oriente, ubicándose en lo que actualmente es la Sierra Madre Occidental, este fenómeno da lugar a que la sedimentación marina se vea influenciada por el aporte detrítico debido a la deformación y emersión del dominio occidental (VELAZQUEZ-VELASCO, 1998).

### 2.3.3 Regresión seguida de deformación asociada a la Orogenia Laramide (Maastrichtiano-Eoceno Temprano).

Los dominios que durante la segunda mitad del Mesozoico evolucionaron de manera independiente relativamente, se ven involucrados a fines del Cretácico y principios del Cenozoico, en una serie de eventos orogénicos relacionados con la interacción de la Placa Norteamericana y las Placas del Pacífico, Farallón y Kula, en un período limitado por cambio en el movimiento de estas placas (CONEY, 1983). La evolución de las placas oceánicas que bordearon el occidente de México, sufrieron una serie de interacciones contrastantes en un período que comprendió de 180 M.a. hasta 25 M.a. Esta continua reorganización ocasionó una rápida convergencia oblicua entre las placas Norteamérica y Farallón dando lugar a lo que se conoce como Orogenia Laramide (Fig. 7)

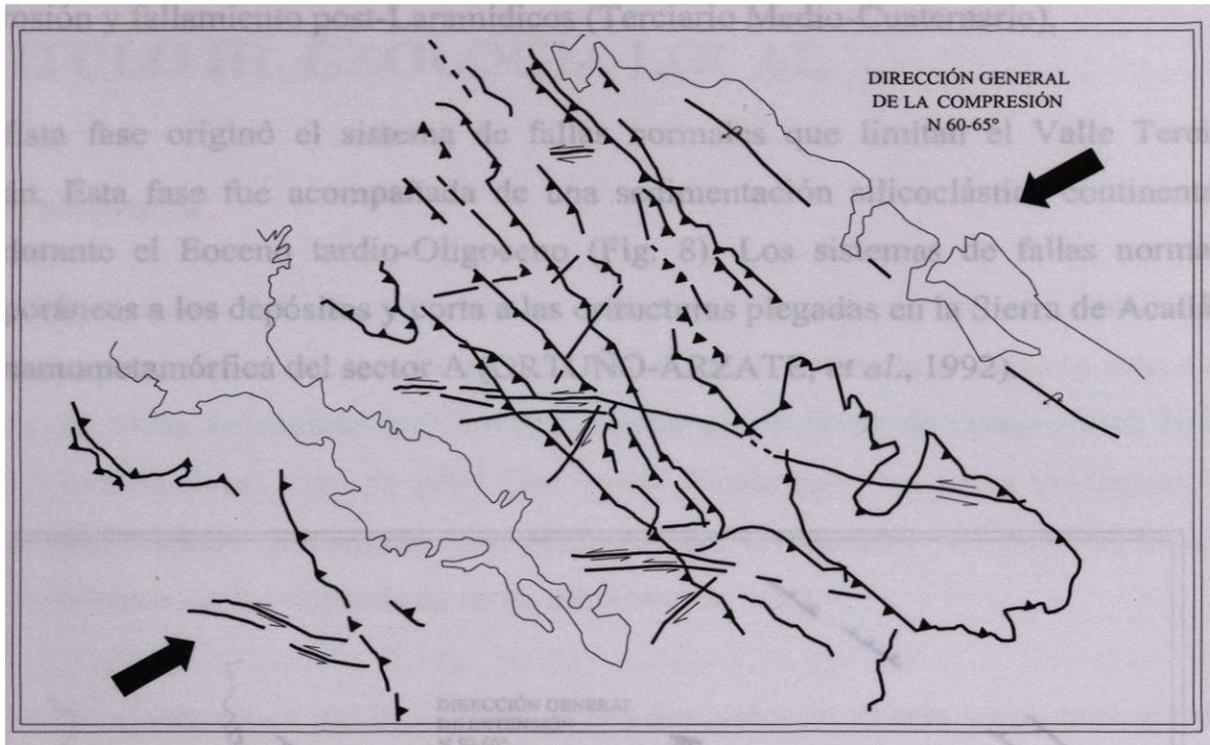


Figura 7. Esquema del contexto cinemático de la fase de deformación compresiva Laramidica (tomado de ORTUÑO-ARZATE, *et al.*, 1992).

En la Cuenca de Zongolica la Orogenia fue puramente compresiva y se transmitió a través de esfuerzos principales horizontales orientados de manera general al noreste. Sin embargo, algunos trabajos reportan que esta dirección de empuje cambió con el tiempo, por lo que la última fase de la Orogenia Laramide (Eoceno Temprano), estuvo marcada por una dirección de compresión norte-sur que originó estructuras locales con rumbo este-oeste, que se superponen a las deformaciones primarias ocasionadas por el mismo evento con rumbos N-S y NW-SE (Fig. 7). Para el Paleoceno tiene lugar en la porción al oriente de las sierras generadas durante el acortamiento, la formación de una cuenca de flexura en la que se depositaron sedimentos terrígenos sinorogénicos en un ambiente marino (Formación Chicontepec; ORTEGA-GUTIÉRREZ, *et al.*, 1994).

### 2.3.4 Erosión y fallamiento post-Laramídicos (Terciario Medio-Cuaternario).

Esta fase originó el sistema de fallas normales que limitan el Valle Terciario de Tehuacán. Esta fase fue acompañada de una sedimentación silicoclástica continental en el Valle, durante el Eoceno tardío-Oligoceno (Fig. 8). Los sistemas de fallas normales son contemporáneos a los depósitos y corta a las estructuras plegadas en la Sierra de Acatlán y a la serie dinamometamórfica del sector A (ORTUÑO-ARZATE, *et al.*, 1992).

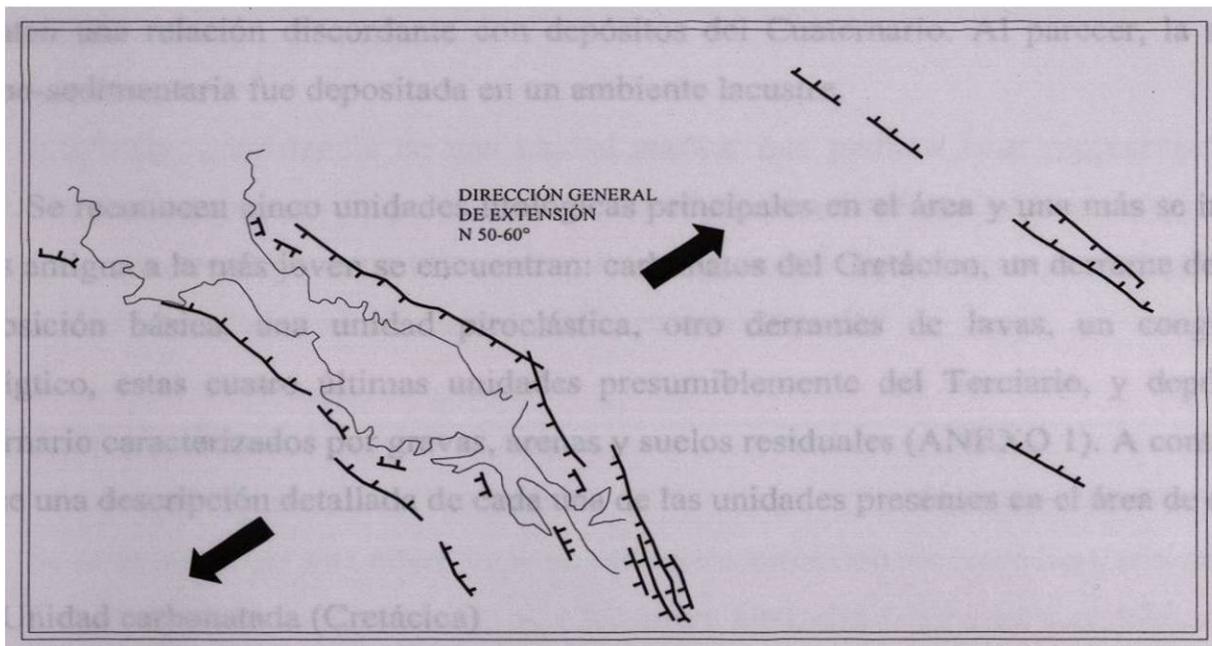


Figura 8. Se muestra de manera esquemática el contexto cinemático de la fase distensiva post-Laramídica (tomado de ORTUÑO-ARZATE, *et al.*, 1992).

La fase distensiva se caracterizó por una actividad volcánica basalto-andesítica durante el Neógeno. Por otro lado, los sistemas de fallas normales del sector C presentan las mismas direcciones que los del Valle de Tehuacán, con lo que se concluye que la cinemática implicada podría ser sensiblemente la misma (ORTUÑO-ARZATE, *et al.*, 1992).

# **CAPÍTULO III. GEOLOGÍA LOCAL**

## **3.1 Estratigrafía**

El basamento del área de estudio está representado por una secuencia de rocas carbonatadas de edad cretácica. Sobreyaciendo discordantemente a este, se encuentra una secuencia de rocas volcánicas que intercala derrames de lavas de composición básica con materiales piroclásticos, todo de edad Cenozoica. Finalmente, las rocas volcánicas también presentan una relación discordante con depósitos del Cuaternario. Al parecer, la secuencia vulcano-sedimentaria fue depositada en un ambiente lacustre.

Se reconocen cinco unidades litológicas principales en el área y una más se infiere, de la más antigua a la más joven se encuentran: carbonatos del Cretácico, un derrame de lavas de composición básica, una unidad piroclástica, otro derrames de lavas, un conglomerado polimíctico, estas cuatro últimas unidades presumiblemente del Terciario, y depósitos del Cuaternario caracterizados por gravas, arenas y suelos residuales (ANEXO 1). A continuación, se hace una descripción detallada de cada una de las unidades presentes en el área de estudio.

### **3.1.1 Unidad carbonatada (Cretácica)**

Estas son las rocas más antiguas que en el área de estudio. Esta unidad está caracterizada principalmente por alternancias de calizas con estratos de 10 a 40 cm de espesor de color crema, dolomitas en estratos de 5 a 10 cm de espesor de color negro y margas de aspecto laminar en paquetes de 5 a 8 cm de espesor con una coloración café amarillenta producto de la alteración superficial. Las calizas presentan lentes de pedernal de color beige producto del intemperismo y gris oscuro en fractura fresca. Esta unidad se encuentra sobreyacida discordantemente por las unidades: piroclástica, derrames de lavas y depósitos del Cuaternario, su límite inferior no se determinó debido a que no aflora (ANEXO 3 y Fig. 17).

El rumbo e inclinación de esta unidad es NW-SE con buzamientos al SW, principalmente. Los afloramientos "tipo" de esta unidad se encuentran en el sector NE, sur y occidental del área de estudio y afloran, aproximadamente, por encima de los 1,800 m.s.n.m., el espesor máximo para esta unidad es de 160 metros, siendo sin duda mayor al sur del área. Su edad exacta no se conoce, sin embargo inferimos que, de acuerdo a la litología, esta unidad es similar a Formaciones descritas en la Sierra de Zapotitlan, específicamente a la Formación Zapotitlan la cual es correlacionable con la Formación Tamaulipas Superior del Cretácico medio, caracterizadas ambas por presentar principalmente carbonatos de espesores medianos.

### 3.1.2 Unidad máfica

Inferimos la existencia de una unidad máfica, que pudiera estar representada por un derrame ígneo de composición basáltica a andesita basáltica. Esta unidad la inferimos con base en la ocurrencia de fragmentos líticos de ésta composición, presentes en las tobas líticas del miembro inferior de la secuencia vulcanosedimentaria (Fig. 17).

### 3.1.3 Unidad piroclástica

Se caracteriza por una alternancia de productos piroclásticos entre los que destacan:

- (a) **Tobas.** Las tobas en ocasiones se encuentran alteradas a zeolitas y arcillas, cuando se trata de arcillas, presentan tonalidades verdes y amarillas muy deleznable (Fig. 9). Cuando existen afloramientos con alteración zeolítica, los estratos también presentan tonalidades verdes pero, en la mayoría de las ocasiones, son horizontes resistentes a la erosión (Fig. 10).
- (b) **Cenizas.** Las cenizas en campo, se caracterizan por un tamaño de partícula <2mm y presentan tonalidades blancas a cremas.
- (c) **Arenas volcánicas.** Las arenas volcánicas están constituidas por fragmentos de rocas ígneas (andesita, basaltos, cuarzo y vidrio) de diferentes tamaños y de forma subangulosa a subredondeada. Otra característica es la presencia de horizontes silicificados (calcedonia y pedernal) muy resistentes (Fig. 11), los cuales impiden la fácil erosión de los estratos débiles como es el caso de las tobas. Además, presentan escarpes que varían de 1 a 1.5 metros de espesor.

Dentro de la unidad piroclástica, también es común encontrar horizontes de yeso, calizas y dolomitas (Fig. 17). Otro tipo de afloramientos son los horizontes de gravas débilmente cementadas dentro de una matriz de arena de composición ígnea (Fig. 12). Los tamaños de las partículas varían de unos cuantos milímetros, en la matriz, hasta 10 cm en los cantos y son subredondeados. Los horizontes son característicos por su color verdoso. Los espesores máximos de las gravas son de 2 m, los cuales se acuñan hasta llegar a desaparecer. Se interpreta que estos materiales fueron transportados a través de paleocanales y finalmente depositados en zonas bajas del paleorelieve, ya que los depósitos presentan estructuras lenticulares ampliamente variables en espesor con imbricación de partículas definiendo la dirección de transporte hacia el NE.

El espesor medido en la sección geológica San Juan Atzingo para esta unidad piroclástica fue de 310 metros, sin descartar que hacia el este sea mucho mayor. Esta unidad se encuentra sobreyacida por derrames de lavas andesíticas y basálticas en forma discordante, de la misma manera, se encuentra sobreyacida por el conglomerado polimígtico y los depósitos del Cuaternario (gravas y arenas; Fig. 17).

E

W



Figura 9. Se muestran los estratos de tobas de color gris característicos de esta unidad. Nótese los horizontes alterados a arcillas.

W

E



Figura 10. Se muestra horizonte de toba alterado a zeolitas de color verde de aproximadamente 1 m de espesor.

E

W

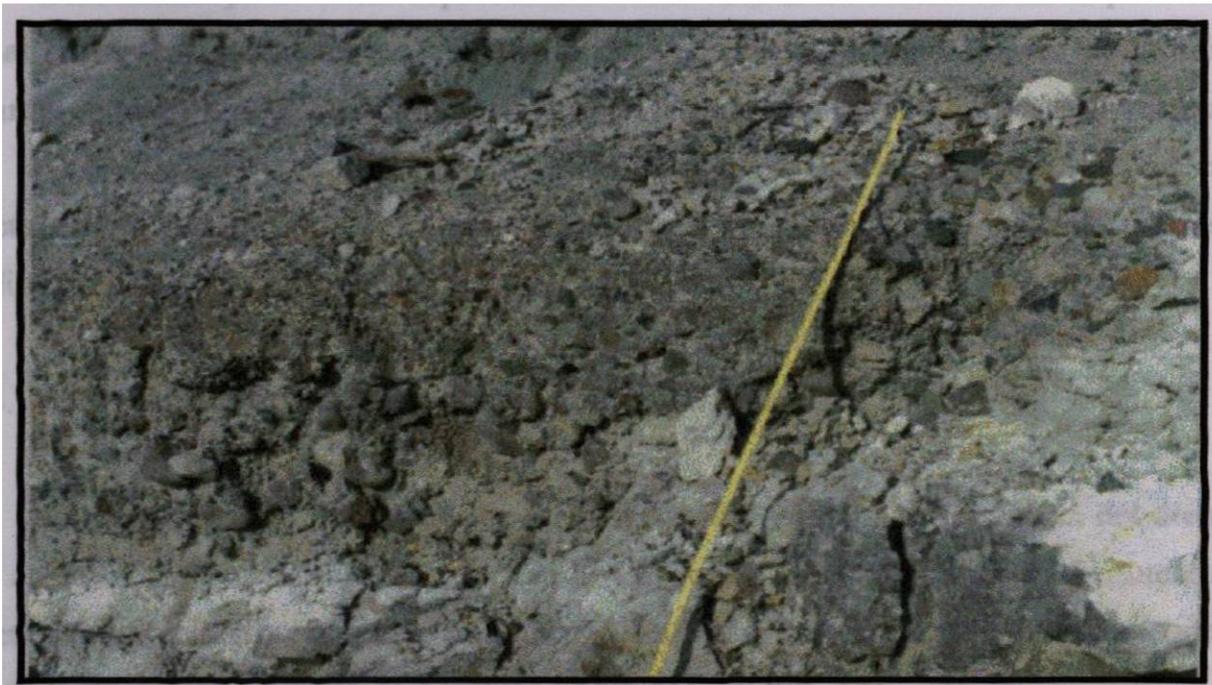
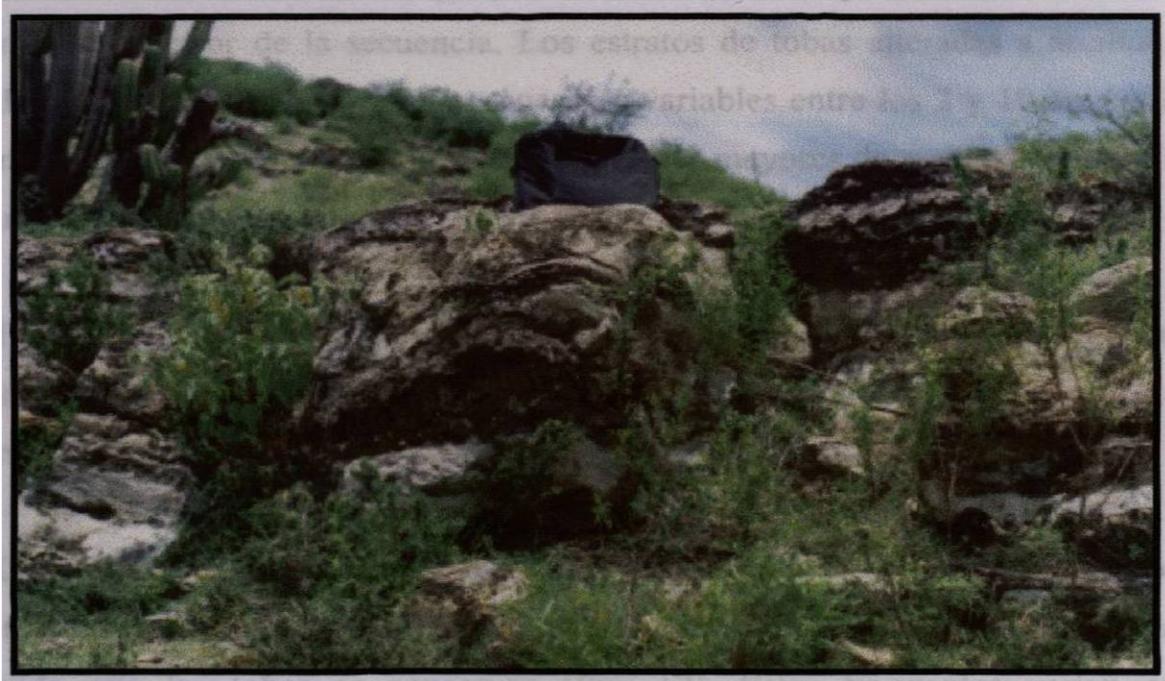


Figura 11. Se muestran gravas de composición ígnea relleno paleocanales existentes durante su erosión y transporte.



**Figura 12.** Se muestra horizonte silicificado muy resistente a la erosión de 1 m de espesor.

Esta unidad piroclástica representa el tema central de discusión en el presente estudio, el cual consiste básicamente en efectuar una caracterización mineralógica de la unidad. Mas adelante, se presenta una amplia descripción de la misma así como los análisis realizados tanto para la caracterización como para su uso industrial. En este trabajo, de acuerdo a las características litológicas y de caracterización mineral, la secuencia volcanosedimentaria fue dividida en dos miembros:

#### **3.1.3.1 Miembro inferior de la secuencia volcanosedimentaria**

Corresponde a la parte inferior de la secuencia volcanosedimentaria del área, presenta una alternancia de horizontes de lapilli y tobas con abundantes fragmentos líticos, característica que distingue a este miembro del superior. El espesor medido para este miembro en la sección geológica es de 150 metros (ANEXO 3 y Fig. 17).

En este mismo miembro se puede observar la escasa presencia de horizontes de tobas desvitrificadas alteradas a arcillas y zeolitas. La alteración es más importante cuando los horizontes de tobas tienden a composiciones cristalovítreas y vítreas, característica común hacia la parte superior de la secuencia. Los estratos de tobas alteradas a arcillas y zeolitas dentro del miembro inferior presentan espesores variables entre los 2 y 10 cm; es importante mencionar que en ocasiones están presentes espesores mayores de arcillas, pero por lo general, con abundantes fragmentos líticos.

Dentro del miembro inferior es común encontrar diferentes tipos de gradación de tamaños de partículas, entre las cuales están gradaciones normales, invertidas y normal múltiple. Cabe mencionar que en ocasiones el sorteo de partículas esta ausente.

Otra característica del miembro inferior es la presencia de horizontes de composición silícea (calcedonia y pedernal), los cuales muestran una gran resistencia a la erosión, permitiendo que las tobas se conserven (Fig. 12). Estos horizontes varían en espesor, presentándose desde unos cuantos centímetros hasta 20 cm. Los espesores mayores de los horizontes silíceos son característicos de la parte superior de la secuencia.

Es importante mencionar que, hacia el límite superior de este miembro, la naturaleza de los componentes presentes muestra una leve tendencia hacia composiciones cristalinas y cristalovítreas; es decir, los líticos no son tan abundantes como en la parte inferior de este miembro, pero aún están presentes.

### 3.1.3.2 Miembro superior de la secuencia volcanosedimentaria

Este miembro se caracteriza por la presencia de una alternancia de horizontes de tobas y lapilli cuya naturaleza de los componentes, a diferencia del miembro inferior, es predominantemente vítrea y en segundo término de composición cristalovítrea. No obstante, se observó la presencia de horizontes de naturaleza lítica en mínima proporción, comparados con los del miembro inferior. El espesor medido para este miembro en la sección San Juan Atzingo fue de 90 a 100 metros (ANEXO 3 y Fig. 17).

En este miembro se presentó la gradación tipo normal de las partículas en varios horizontes. De igual manera, se pudo distinguir un mayor espesor en las tobas y en los horizontes de composición silicea los cuales en ocasiones alcanzaron hasta 1 m de espesor, estos últimos controlan la existencia de escarpes típicos en el área. Esta característica morfológica, controlada por la composición de los horizontes, así como la presencia en mayor abundancia y espesor de horizontes de toba desvitrificada que produjo, en algunos casos, bancos de zeolitas y de arcillas, o una mezcla de ambos minerales, permite diferenciar a este miembro con respecto al miembro inferior.

Cabe destacar que en ambos miembros se presentan horizontes delgados de evaporitas, representadas por yeso y rocas de composición carbonatada como: dolomitas y calizas; estos horizontes se encuentran interestratificados dentro de la secuencia, tanto en el miembro inferior como en el superior. Los horizontes de evaporitas están presentes en mayor cantidad en el miembro inferior, mientras que los horizontes interestratificados de composición carbonatada están presentes en ambos miembros, aunque con una disminución notable en cuanto al potencial de sus espesores en lo que respecta al miembro superior.

#### 3.1.4 Derrames de lavas

Esta unidad volcánica se encuentra cortando a las unidades carbonatada y piroclástica, sus afloramientos se encuentran principalmente rellenando depresiones y cauces del drenaje fluvial (ver perfil geológico en Anexo 3).

La base de esta unidad se caracteriza por derrames de lavas de composición andesítica, reconocibles en campo por su tonalidad verdosa, tamaño de grano fino y una pseudoestratificación bien definida sobre la cual se presentan estructuras de flujo que nos indican las direcciones de desplazamiento del derrame, estos derrames andesíticos son los más abundantes en el área (figura 13). La parte superior de esta unidad se caracteriza por afloramientos aislados de derrames de composición basáltica que, en campo, presentan tonalidades oscuras, grano fino y la característica sobresaliente es la presencia de vesículas en muestra de mano (Fig. 14), así como su textura porfirítica en sección delgada. Además, se

puede observar que dichas vesículas en la mayoría de los casos se encuentran rellenas por carbonatos (calcita).

Los derrames de lavas se encuentran en contacto discordante tanto con las unidades a las que sobreyace (unidad carbonatada y unidad piroclástica), como a las que subyace (conglomerado polimíctico y depósitos del Cuaternario).

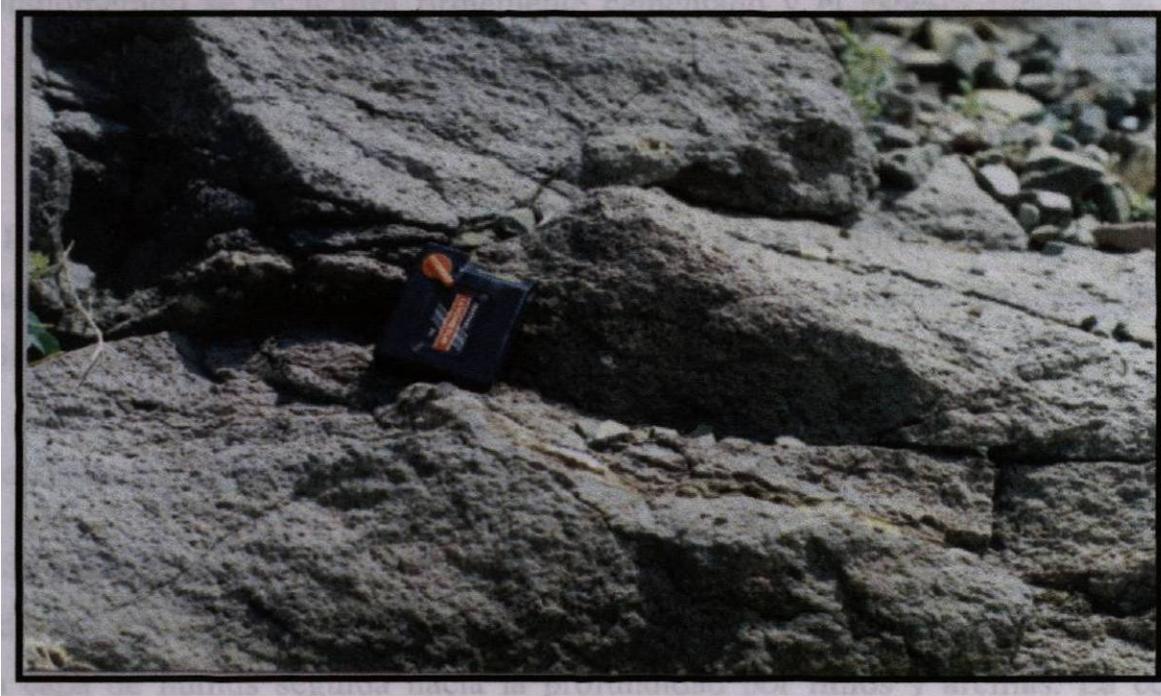
Los afloramientos más representativos se encuentran en la parte central del área, precisamente en el poblado de San Juan Atzingo (ANEXO 2). Otros afloramientos aislados se localizan sobre la Barranca Cueva de Palacio y Barranca Majada Cocolocha, a una altura aproximada de 1500 m.s.n.m. es importante mencionar que en estos afloramientos aislados sólo se observan los derrames de composición andesítica.

NW

SE



Figura 13. Derrames de lavas de composición andesítica. Nótese la pseudoestratificación.



**Figura 14. Derrames de lavas de composición basáltica. Nótese la abundancia de las vesículas.**

Es importante mencionar que en los caminamientos realizados hacia la parte SE del área, se encontraron derrames de lavas similares a las descritas anteriormente. Además, se observó un alineamiento de los diferentes derrames presentes en la región con una dirección preferencial NW-SE. Lo anterior, permite suponer que la presencia de rocas volcánicas extrusivas en el área podría estar controlado por fracturas profundas asociadas al graben que nos origina y delimita la Fosa de Tehuacán, lo cual corresponde a la prolongación al NW de la Falla Oaxaca.

### **3.1.5 Conglomerado polimíctico**

Directamente sobre los derrames de rocas extrusivas tenemos sobreyaciendo discordantemente una masa conglomerática (Fig. 17), la cual está constituida por fragmentos principalmente de rocas ígneas (tobas, andesitas y basaltos), en segundo término fragmentos de rocas carbonatadas de forma subangulosa a subredondeada con tamaños de fragmentos variables, que van desde 1 cm hasta 30 cm de diámetro (Fig. 15). Los fragmentos se

encuentran en una matriz arenosa de grano fino y de composición similar a la de los clastos. Este conglomerado se encuentra firmemente cementado y el espesor medido en el área de estudio varía de 50 a 70 metros, pero no se descarta que este pueda superar los 100 metros en otras áreas de mayor paleo-disección.

Los principales afloramientos se localizan en la parte nororiental del área de estudio, observándose en gran parte del recorrido que se hace por el camino de terracería que comunica a San Gabriel Chilac y San Juan Atzingo.

### 3.1.6 Depósitos del Cuaternario

Se caracterizan principalmente por la presencia de gravas débilmente cementadas dentro de una matriz arenosa, así como por suelo residual que presenta en la parte superior una delgada capa de humus seguida hacia la profundidad por limos y arcillas. La composición principal de las gravas que componen estos depósitos, en su mayoría, es carbonatada seguida posteriormente por clastos de composición ígnea (Fig. 16).

El espesor promedio medido en el área para estos depósitos varía de los 2 a los 8 metros. Se encuentra de manera discordante sobre las rocas carbonatadas, piroclastos, derrames de lavas y del propio conglomerado polimíctico. Ocupa gran parte del sector noreste. Hacia la parte norte del área afloran depósitos de travertinos, los cuales se encuentran cubriendo discordantemente a la unidad piroclástica y estos, a su vez, se encuentran sobreyacidos discordantemente por depósitos de gravas, arenas y suelos residuales (Fig. 17).

W

E



Figura 15. Afloramiento del conglomerado polimígtico firmemente cementado (To=Toba, Ba=Basalto, Cz=Caliza, An=Andesita).

E

W

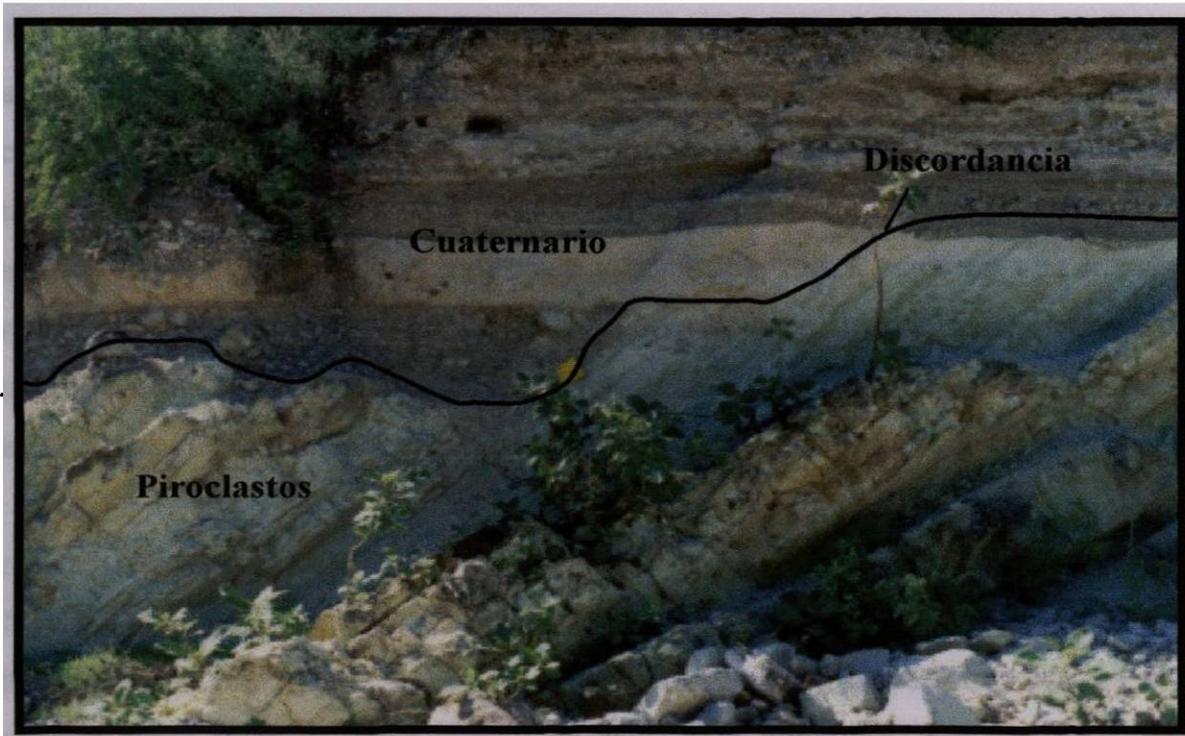


Figura 16. Afloramiento de gravas y arenas características de los depósitos Cuaternarios. Nótese la discordancia respecto a la unidad piroclástica.

En los siguientes dos capítulos (IV y V) se abordaran los aspectos teóricos sobre la mineralogía de las zeolitas, sus aplicaciones en la industria, posteriormente, se presenta la caracterización mineralógica de la sección estratigráfica de mayor interés económico dentro de la secuencia vulcano-sedimentaria, lo cual corresponde al tema de mayor interés en el presente trabajo.

#### **Facies diagenéticas.**

De acuerdo a las observaciones de campo, uso del microscopio petrográfico y de las diferentes técnicas instrumentales (DRX y MEB), se distinguieron tres facies diagenéticas:

- a) Facie representada por la toba fresca.
- b) Facie correspondiente a las tobas zeolitizadas.
- c) Facie correspondiente a los minerales arcillosos.

#### **a) Facie de la toba fresca**

Esta facie se caracteriza por tobas inalteradas que varían de color beige a crema y de grano fino a medio. Una de las características relevantes es la gran abundancia de shards de vidrio en diferentes formas. En la parte inferior de la secuencia existen principalmente tobas que varían de litocristalinas a cristalolíticas y, hacia la parte superior, principalmente vítreas con una leve tendencia a vitrocristalina. Por medio de la microscopía óptica fue posible identificar diferentes fases minerales en el miembro inferior. Las más importantes son: además de cristales de cuarzo de forma angular a subangular, cristales de plagioclasas, micas y fragmentos líticos de composición andesítica y basáltica; todos estos en una matriz de grano fino con presencia de arcillas y vidrio. En lo que respecta al miembro superior, ésta facie se encuentra representada principalmente por shards de vidrio en diferentes formas, cuarzo de anguloso a subanguloso, plagioclasas, micas y arcillas, predominando la fase vítrea.

#### **b) Facie de las zeolitas**

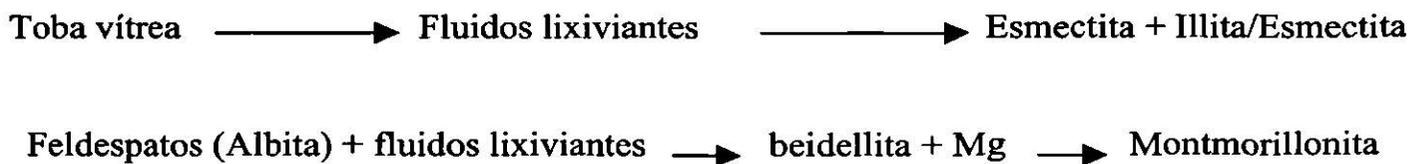
La facie de las zeolitas se caracteriza por tobas alteradas principalmente de color verde, las cuales varían en tamaño de grano fino a medio. Cuando la zeolitización es alta, la toba presenta un aspecto poroso, poco dura y de muy baja densidad. Sin embargo, cuando está silicificada es más dura y de densidad mayor. A nivel megascópico, en la toba zeolitizada, se

pueden distinguir el cuarzo y algunas micas; mientras que bajo el microscopio petrográfico se diferencian fases minerales como: shards de vidrio, abundantes en los casos zeolitizados, cuarzo en formas angulosa y subangulosa, cristales de plagioclasas y micas (ocasionalmente biotitas); debido al tamaño de partícula, por medio de esta técnica, es imposible identificar los minerales zeolíticos.

En las tobas vítreas zeolitizadas los shards de vidrio son los que predominan. Dependiendo del grado de zeolitización, es el grado de reducción de la fase vítrea en las tobas, llegándose a presentar en algunos casos una alteración casi total. Los minerales autigénicos se presentan en dos distintas asociaciones, la principal y de mayor abundancia está representada por clinoptilolita, asociada con heulandita en muy bajas concentraciones, y la representada por la mordenita que, al igual que la heulandita, se encuentra en muy bajas concentraciones.

c) Facie de las arcillas

Ésta facie se encuentra representada, principalmente, por el mineral arcilloso montmorillonita. Interpretamos que montmorillonita se formó por la alteración (desvitrificación) de las tobas vítreas presentes en la secuencia vulcano-sedimentaria y, quizás, por la alteración de algunos feldespatos presente al interaccionar con los fluidos lixiviantes. Dentro de las reacciones posible para su formación están:



Sugerimos que la fuente probable del Mg, necesario para la formación de la montmorillonita, debió ser el complejo metamórfico Acatlán y Cuicatlán, al estar sometidos a procesos de lixiviación por fluidos que finalmente alcanzaron el paleolago. Lo anterior explicaría, también, la ocurrencia de horizontes de dolomita autigénica interestratificados entre la secuencia; lo cual fortalecería que las aguas del antiguo lago, alternadamente, se saturaban de Mg proveniente de la lixiviación de rocas continentales.

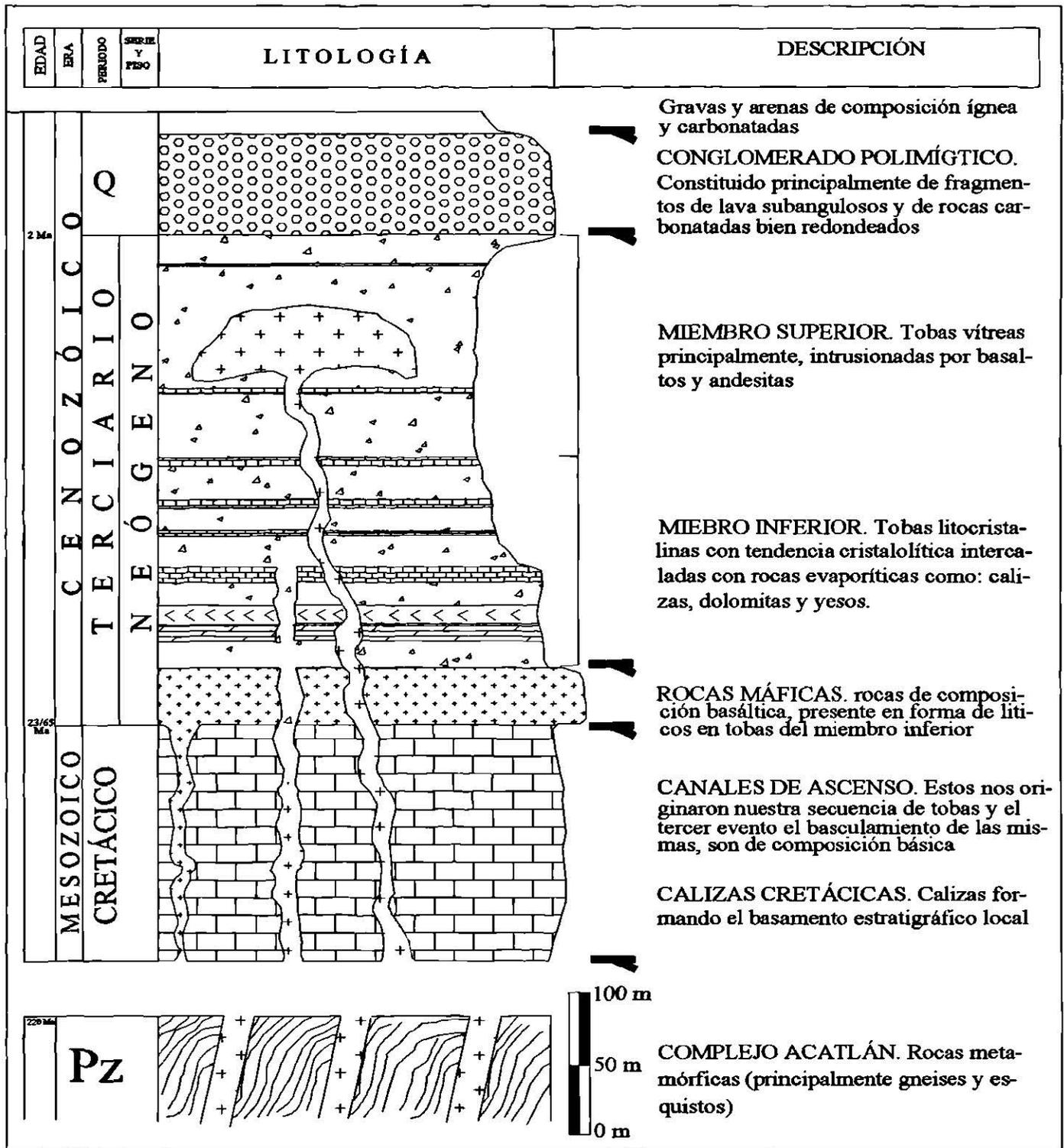


Figura 17. Columna estratigráfica del área de estudio.

# CAPÍTULO IV. MINERALOGÍA DE ZEOLITAS

## 4.1 Introducción

Las zeolitas son minerales de la clase de los tectosilicatos reconocidos como aluminosilicatos hidratados. El grupo de las zeolitas está constituido por 51 especies hasta el año de 1995 (TSCHERNICH, 1992; FLEISCHER Y MANDRINO, 1995).

Las zeolitas fueron descubiertas en 1756 por FREIHERR AXEL FREDRICK, mineralogista Suizo quien les dio el nombre de “Piedra que Hierve” por la peculiar característica de perder agua al exponerse al calor y recuperarla al ponerlas en el ambiente (MUMPTON, 1977).

Las zeolitas, en un principio, fueron reconocidas como minerales secundarios ya que se observaron, principalmente, rellenando vesículas y fisuras en rocas ígneas básicas. Sin embargo, no fue hasta la utilización de técnicas de investigación moderna que fueron identificadas como principales constituyentes en rocas sedimentarias de origen volcánico (HAY, 1978).

Sus propiedades físicas y químicas excepcionales, derivadas de su estructura cristalina en armazón con amplios huecos y canales, permiten el paso de diferentes iones y moléculas a través de ellas. Lo anterior, propicio su utilización como: intercambiadores iónicos, catalizadores, suavizantes de agua, en tratamiento de desechos radiactivos, en agregados de alimentos de aves y ganado, fertilizantes, cemento y materiales para la construcción (MUMPTON, 1977).

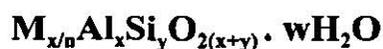
En el mercado industrial, las zeolitas utilizadas pueden ser tanto naturales como artificiales. Sin embargo, las zeolitas naturales han despertado un gran interés por ser mucho más económicas que las artificiales, de ahí que recientemente se haya intensificado internacionalmente la prospección y estudio de estos minerales, así como la investigación a nivel internacional de otros usos en la industria.

En México hay posibilidades de encontrar importantes yacimientos de zeolitas dentro de depósitos de rocas tobáceas del Mesozoico superior y Cenozóico. El primer yacimiento de este tipo reportado en México, fue el de Etna, Oaxaca, por MUMPTON (1973).

## 4.2 Definición

Las zeolitas son aluminosilicatos hidratados altamente cristalinos, que al deshidratarse desarrollan en el cristal una estructura porosa con diámetro de poro mínimo de 3 a 10 Å. Generalmente, los poros se encuentran ocupados por iones y moléculas de agua con gran libertad de movimiento, que permiten el intercambio iónico y la deshidratación reversible (BOSCH y SCHIFTER, 1988). Estos minerales forman parte del grupo más grande de tectosilicatos están íntimamente relacionados con los grupos de los feldespatos y feldespatoides, ya que los tres grupos ilustran la sustitución de un catión monovalente más un aluminio por un silicio (FLANIGEN, 1971).

J.V. SMITH en su artículo “definición de una zeolita” del libro “La Zeolita” (BOSCH y SCHIFTER, 1988), intenta precisar lo que se debe entender por zeolita, proponiendo la fórmula:



Donde:  
**M** es un catión de valencia **n**  
**x** es el número de átomos de aluminio  
**y** es el número de átomos de silicio  
**2(x+y)** es el número de átomos de oxígeno donde además el número de moléculas de agua es variable (**wH<sub>2</sub>O**).

### 4.3 Estructura

Las zeolitas están clasificadas como tectosilicatos, al igual que el cuarzo y los grupos de feldspatos y feldspatoides, los cuales consisten de armazones tridimensionales basada en una estructura básica de tetraedros de  $\text{SiO}_4^{4-}$ , enlazados vertice-vertice compartiendo oxígenos, es decir cada átomo de Si está rodeado por 4 átomos de oxígeno, este arreglo de tetraedros reduce la relación de Si:O a 1:2, y si cada tetraedro en el armazón contiene silicio como catión central, la estructura es eléctricamente neutra como en el caso del cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ). En la estructura de las zeolitas, sin embargo, el ion tetravalente de silicio puede ser reemplazado por aluminios trivalentes, dando lugar a una deficiencia en carga positiva; esta carga es balanceada por la presencia de cationes mono y divalentes principalmente  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{K}^+$ , en otro sitio de la estructura (MUMPTON, 1977). La unión de dos o más tetraedros, que comparten un átomo de oxígeno, forma estructuras en cadenas, hojas y redes tridimensionales (Fig. 18), presentando huecos, canales y cavidades que convierten a los materiales zeolíticos en tamices moleculares.

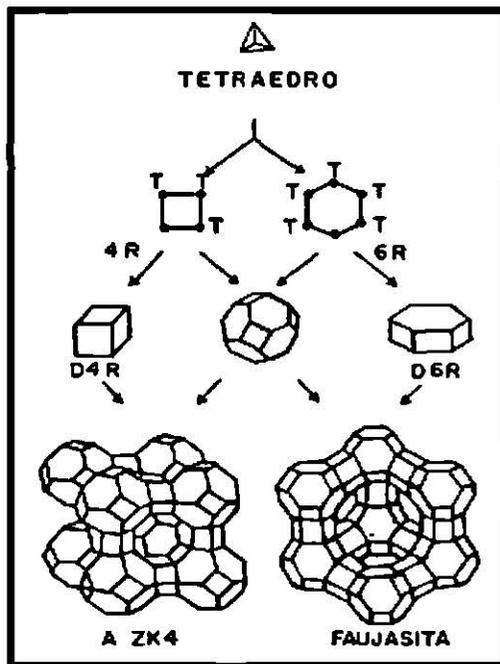


Figura 18. Configuración de los tetraedros (T) de  $\text{SiO}_4$  para formar unidades estructurales en las zeolitas (DOMÍNGUEZ-ESQUIVEL, 1995).

Por ejemplo, el volumen de poro accesible a la molécula de agua ( $\text{cm}^3$  de  $\text{H}_2\text{O}$  por  $\text{cm}^3$  de zeolita), es de  $0.18 \text{ cm}^3$  de  $\text{H}_2\text{O}/\text{cm}^3$  para la zeolita analcima contra  $0.53 \text{ cm}^3$  de  $\text{H}_2\text{O}/\text{cm}^3$  para la zeolita X; la diferencia entre el volumen interno de ambos materiales muestra que la estructura interna de la zeolita tipo Faujasita X consiste de una red de poros y canales (Fig. 19), lo cual determina las propiedades microscópicas del material, tales como capacidad de intercambio iónico y volumen accesible a las moléculas orgánicas.

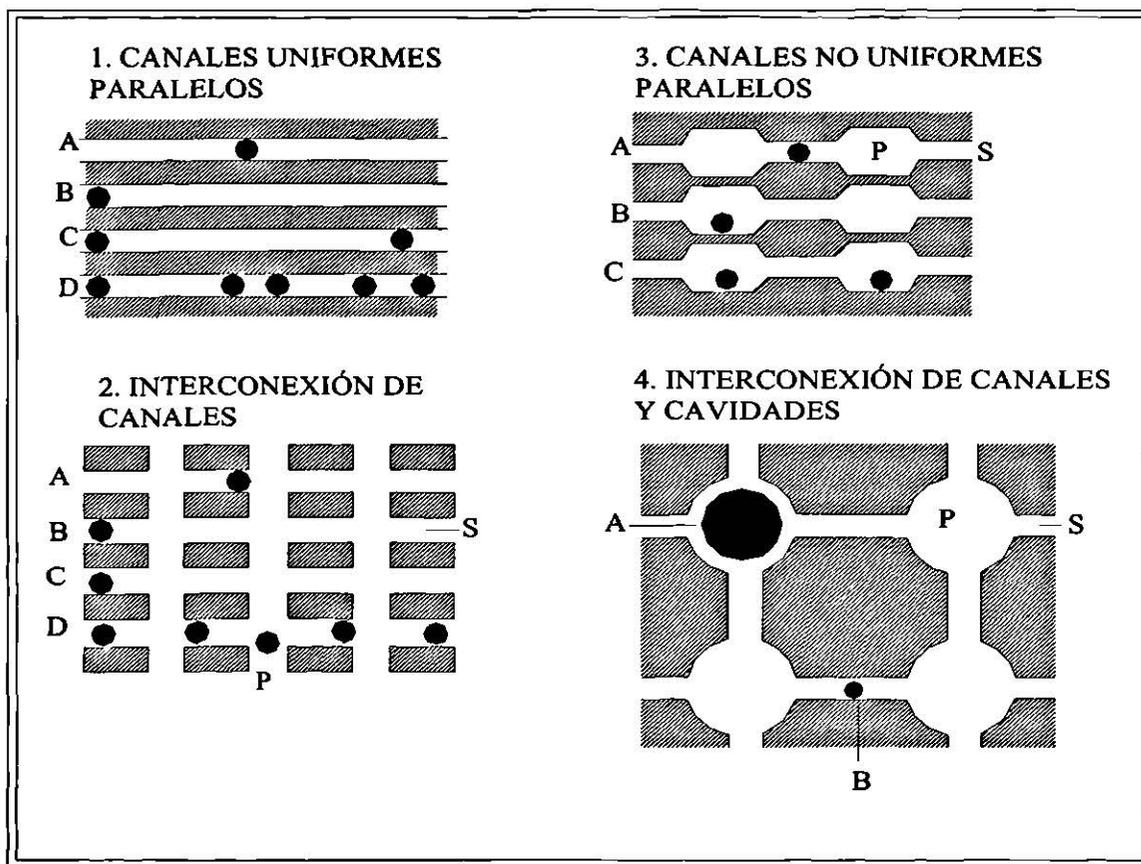


Figura 19. Redes de canales en las estructuras zeolíticas (CHEN, 1987).

La interconexión entre anillos de 4, 6, 8, 10 y 12 tetraedros genera estructuras tridimensionales tales como:

- 1) Zeolita Tipo A: 8 anillos; 4 anillos tipo D4R y 4 anillos tipo D6R alrededor de las aperturas.
- 2) Zeolita Tipo Pentasil: 10 anillos; 8 anillos tipo 5DR y 2 anillos 6DR.
- 3) Zeolita Tipo Faujasita-Y: 12 anillos tipo 6DR+6 unidades cubo-octaédricas.

El ensamble de las unidades cubo-octaédricas para cada zeolita presenta aperturas características para cada especie de zeolita (Fig. 20).

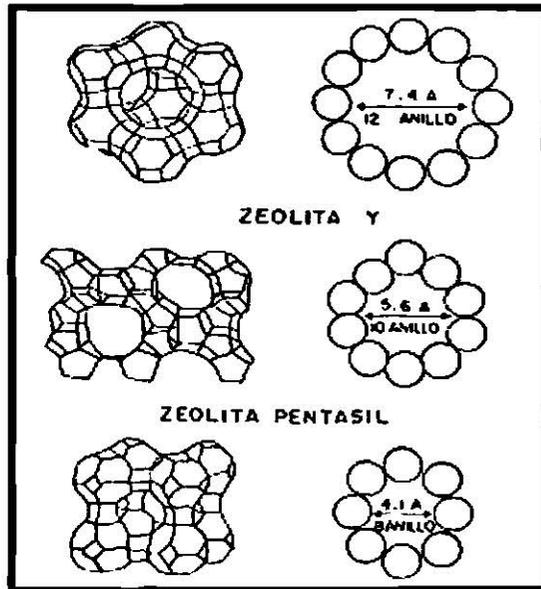


Figura 20. De manera esquemática se presenta la unión de cadenas y de anillos para generar poros en la estructura de las zeolitas (DOMÍNGEZ-ESQUIVEL, 1995).

#### 4.4 Clasificación

Inicialmente la clasificación de las zeolitas se realizó en función de la apariencia externa; sin embargo, ahora es determinante describirlas y clasificarlas tomando en cuenta la construcción de la unidad fundamental y las propiedades fisicoquímicas de cada especie. Se han propuesto algunas clasificaciones estructurales detalladas de las zeolitas naturales y artificiales, como la propuesta por SMITH (1963); FISCHER y MEIER (1965); BRECK (1974) en (MUMPTON, 1977). La tabla 1 presenta de manera concisa la clasificación de zeolitas propuesta por (GOTARDI y GALLI, 1985). Los tipos sintéticos nuevos suelen designarse con una letra o un grupo de letras que le asigna el investigador original.

Tabla 1. Clasificación de zeolitas (GOTTARDI & GALLI, 1985).

GRUPO	COMPOSICIÓN	AÑO DE PROPUESTA
<b>GPO. DE LA ANALCIMA</b>		
Analcima	$\text{Na}_{16}(\text{Al}_{16}\text{Si}_{32}\text{O}_{96}) 16\text{H}_2\text{O}$	1801
Wairakita	$\text{Ca}_8(\text{Al}_{16}\text{Si}_{32}\text{O}_{96}) 16\text{H}_2\text{O}$	1955
Leucita	$\text{K}_{16}(\text{Al}_{16}\text{Si}_{32}\text{O}_{96}) 16\text{H}_2\text{O}$	1825b
<b>GPO. DE LAS NATROLITAS</b>		
Natrolita	$\text{Na}_{16}(\text{Al}_{16}\text{Si}_{24}\text{O}_{80}) 16\text{H}_2\text{O}$	1803
Edingtonita	$\text{Ba}_2(\text{Al}_4\text{Si}_6\text{O}_{20}) 16\text{H}_2\text{O}$	1825a
Thomsonita	$\text{Na}_4\text{Ca}_8(\text{Al}_{20}\text{Si}_{20}\text{O}_{80}) 24\text{H}_2\text{O}$	1820
Escolcita	$\text{Ca}_8(\text{Al}_{16}\text{Si}_{24}\text{O}_{80}) 24\text{H}_2\text{O}$	1813
Mesolita	$\text{Na}_{16}\text{Ca}_{16}(\text{Al}_{48}\text{Si}_{32}\text{O}_{240}) 64\text{H}_2\text{O}$	1816
<b>GPO. DE LAS FILIPSITAS</b>		
Filipsita	$(\text{K},\text{Na})_5(\text{Al}_5\text{Si}_{11}\text{O}_{32}) 10\text{H}_2\text{O}$	1825
Garronita	$\text{Na}_3\text{Ca}_{2.5}(\text{Al}_6\text{Si}_{10}\text{O}_{32}) 13\text{H}_2\text{O}$	1962
Gismondina	$\text{Ca}_4(\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}) 16\text{H}_2\text{O}$	1817
Amicita	$\text{Na}_4\text{K}_4(\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}) 10\text{H}_2\text{O}$	1979
Gobbinsita	$\text{Na}_5(\text{Al}_5\text{Si}_{11}\text{O}_{32}) 11\text{H}_2\text{O}$	1882
<b>GPO. DE LA HEULANDITA</b>		
Heulandita	$\text{Ca}_4(\text{Al}_8\text{Si}_{28}\text{O}_{72}) 24\text{H}_2\text{O}$	1822
Clinoptilolita	$\text{Na}_6(\text{Al}_6\text{Si}_{30}\text{O}_{72}) 24\text{H}_2\text{O}$	1932
Estilbita	$\text{Na}_2\text{Ca}_4(\text{Al}_{10}\text{Si}_{26}\text{O}_{72}) 32\text{H}_2\text{O}$	1808
Barrerita	$\text{Na}_5(\text{Al}_5\text{Si}_{28}\text{O}_{72}) 26\text{H}_2\text{O}$	1975
Estellerita	$\text{Ca}_4(\text{Al}_8\text{Si}_{28}\text{O}_{72}) 28\text{H}_2\text{O}$	1909
<b>GPO. DE LA MORDENITA</b>		
Mordenita	$\text{Na}_8(\text{Al}_8\text{Si}_{40}\text{O}_{96}) 24\text{H}_2\text{O}$	1864
Ferrierita	$\text{Na}_{1.5}\text{Mg}_2(\text{Al}_{5.5}\text{Si}_{30.5}\text{O}_{72}) 18\text{H}_2\text{O}$	1918
Epistilbita	$\text{Ca}_3(\text{Al}_6\text{Si}_{16}\text{O}_{48}) 16\text{H}_2\text{O}$	1826
<b>GPO. DE LA CHABASITA</b>		
Chabasita	$\text{Ca}_2(\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{24}) 13\text{H}_2\text{O}$	1792
Erionita	$(\text{Ca},\text{Mg},\text{Na},\text{K})_{4.5}(\text{Al},\text{Si}_{27}\text{O}_{72}) 27\text{H}_2\text{O}$	1898
Willhendersonita	$\text{Ca}_2\text{K}_2(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}) 10\text{H}_2\text{O}$	1984
<b>GPO. DE LA FAUJASITA</b>		
Faujasita	$\text{Na}_{12}\text{Ca}_{12}\text{Mg}_{11}(\text{Al}_{59}\text{Si}_{133}\text{O}_{384}) 26\text{H}_2\text{O}$	1842
<b>GPO. DE LA LAUMONTITA</b>		
Laumontita	$\text{Ca}_4(\text{Al}_8\text{Si}_{16}\text{O}_{48}) 16\text{H}_2\text{O}$	1808
Yugarawalita	$\text{Ca}_4(\text{Al}_8\text{Si}_{20}\text{O}_{56}) 16\text{H}_2\text{O}$	1952
<b>GPO. DE LA BIKITAITA</b>		
Bikitaita	$\text{Li}_2(\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}) 2\text{H}_2\text{O}$	1957
<b>GPO. DE LA COWLESITA</b>		
Cowlesita	$\text{Ca}_6\text{Al}_{12}\text{Si}_{18}\text{O}_{60} 36\text{H}_2\text{O}$	1975

Tomando en cuenta el ambiente geológico, composición mineralógica y su origen, las zeolitas se pueden clasificar en los siguientes grupos (MUMPTON, 1977).

- 1) Depósitos formados de material volcánico en sistemas cerrados de lagos salinos.
- 2) Depósitos formados en sistemas abiertos en lagos de agua dulce ó subterránea.
- 3) Depósitos formados en ambientes marinos.
- 4) Depósitos formados por metamorfismo de sepultamiento de bajo grado asociado a procesos diagenéticos.
- 5) Depósitos formados por actividad hidrotermal.
- 6) Depósitos formados de restos volcánicos ó minerales arcillosos en suelos alcalinos.
- 7) Depósitos formados sin evidencias directas de precursores volcánicos.

Dentro de esta clasificación, los primeros tres son clasificados de interés comercial y económico.

#### **4.5 Formación de las zeolitas**

El entendimiento de las condiciones fisicoquímicas naturales bajo las cuales ocurre la síntesis de las zeolitas, está basado en la secuencia de cristalización de los fenómenos volcánicos. A medida que la lava fluida y homogénea a alta temperatura se enfría, cristalizan los minerales no silicatados como la magnetita ( $Fe_3O_4$ ). Posteriormente, ocurre la cristalización de ortosilicatos como la solución sólida de olivino ( $Mg_2SiO_4$  forsterita y fallalita  $Fe_2SiO_4$ ). Secuencialmente vendrían los metasilicatos y los feldespatos que son los minerales más comunes en la corteza terrestre; por ejemplo: ortoclasa con pequeños contenidos de calcio y sodio, cuarzo como mineral primario y mezclas de minerales como cuarzo, feldespato y mica que componen esencialmente a las rocas graníticas. Estos últimos en condiciones particulares darían origen a las arcillas, las zeolitas y a largo plazo a alúminas como la bauxita.

Si el enfriamiento de la lava llega a ser rápido, manteniendo una composición basáltica rica en álcalis, es probable la formación de zeolitas si se tiene interacción con medios acuosos

salinos y alcalinos. La zeolitización también se puede provocar por una caída drástica en la temperatura en una lava basáltica alcalina (BOSCH Y SCHIFTER, 1988).

Los cristales de las zeolitas suelen alcanzar tamaños considerables, lo cual es típico de reacciones hidrotermales en solución ricas en álcalis, por ejemplo en basaltos. Las zeolitas producto de reacciones hidrotermales en flujos de lava basáltica en regiones geotérmicas son comunes en el mundo.

Como se mencionó anteriormente, las zeolitas también pueden provenir de sedimentos volcánicos, en los cuales ocurren en forma de aglomerados microcristalinos frecuentemente con caras cristalinas mal desarrolladas. De todas las zeolitas sedimentarias, la clinoptilolita es la más abundante y forma los depósitos más grandes de interés económico y comercial. Los depósitos sedimentarios derivados de rocas piroclásticas, son el resultado de la interacción de cenizas volcánicas vítreas y aguas meteóricas o connatas salino-alcalinas (TSCHERNICH, 1992).

Las cinco zeolitas más importantes en orden de abundancia en rocas sedimentarias de origen volcánico son: clinoptilolita, analcima, heulandita, laumontita y filipsita. Las siguientes en abundancia son chabasita, erionita, mordenita, natrolita y wairakita. Las zeolitas ricas en álcalis incluyen analcima, clinoptilolita, erionita, mordenita y natrolita; mientras heulandita, laumontita y wairakita son cálcicas. Para filipsita y chabasita el rango de álcalis y calcicidad depende de la ocurrencia (HAY, 1977).

## **4.6 Propiedades físicas y químicas de las zeolitas**

Todas las aplicaciones comerciales de las zeolitas naturales hacen uso de una o más de sus propiedades físicas y químicas, dentro de las más importantes se tienen:

- Alto intercambio iónico.
- Alta adsorción.
- Rápida deshidratación y rehidratación.
- Composición silicea.

- **Propiedades catalíticas.**

Todas las propiedades antes mencionadas son producto de la estructura cristalina específica de cada especie de zeolita y su composición catiónica.

Gracias a las cavidades voluminosas y comunicadas del armazón de las zeolitas, dentro de ellas se disponen grandes cationes, principalmente de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$  y moléculas de agua, los cuales tienen gran movilidad y capacidad para ser intercambiados. El contenido de moléculas de agua en las zeolitas está asociado a la relación de Al:Si y, en la mayoría de los casos, disminuye normalmente de las zeolitas puramente potásicas hacia las sódicas (DOMÍNGEZ-ESQUIVEL, 1995).

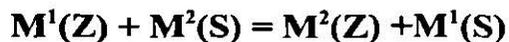
El tamaño de los huecos y canales en el armazón de las zeolitas está relacionado con la composición química. Los huecos más grandes son característicos para las zeolitas con alto contenido de sílice, las cuales presentan cationes más grandes y abundantes moléculas de agua. En la mayoría de las zeolitas, los átomos de  $\text{Al}^{3+}$  y  $\text{Si}^{4+}$  ocupan posiciones fijas, es decir su estructura es ordenada. Las situaciones isomorfas entre los cationes en las zeolitas, lo mismo que en las plagioclasas, son principalmente del tipo heterovalente ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+} \rightleftharpoons (\text{Na}^+$ ,  $\text{Si}^{4+})$ ), raramente del tipo isovalente ( $\text{Ca}^{2+} \rightleftharpoons \text{Sr}^{2+}$ ). En los huecos comunicantes de la estructura cristalina de las zeolitas, las moléculas dipolares de agua rodean los cationes formando complejos acuosos de gran radio (DOMÍNGEZ-ESQUIVEL, 1995).

El agua zeolítica puede eliminarse paulatinamente, sometiendo la muestra a un incremento lento de temperatura, sin alterar la estructura cristalina de los minerales. Las zeolitas deshidratadas adsorben con facilidad el agua (desprendiendo calor), así como adsorben moléculas de diferentes sustancias como:  $\text{H}_2\text{S}$ , hidrocarburos, amoníaco, etc. La anterior propiedad de las zeolitas se utiliza para secar gases, separar productos de la industria petroquímica y obtener altos vacíos. La gran superficie específica de los microporos de las zeolitas deshidratadas, permite utilizarlas en calidad de material portante para los catalizadores que activan los procesos de craqueo del petróleo. Las zeolitas con grandes dimensiones en los canales de la estructura, se usan en calidad de “tamices moleculares”

termoresistentes que permiten separar las moléculas orgánicas grandes de las pequeñas (TSCHERNICH, 1992). La particularidad característica de las zeolitas es la alta movilidad de los cationes y la capacidad para el intercambio iónico, esta propiedad se utiliza para la purificación del agua potable, regeneración de aguas negras y de uso industrial contaminadas con elementos tóxicos. Lo mismo ocurre en la agroquímica, otro uso es en el aumento de la eficiencia de los abonos minerales y retención de agua en el suelo. En la ganadería se utilizan para aumentar la productividad y la calidad de la carne. Con mayor plenitud se utilizan las propiedades de la clinoptilolita y la chabasita, así como sus análogos sintéticos con alto contenido de silicio (MUMPTON, 1977).

#### 4.6.1 Propiedades de intercambio iónico

La propiedad de intercambio iónico fue la primera que se observó en las zeolitas. Por estudios se ha deducido que los cationes intercambiables son aquellos enlazados al armazón tetraedral, los cuales pueden ser fácilmente removidos o intercambiados por lavado utilizando soluciones ácidas fuertes de otro ion. Las zeolitas cristalinas son de los más efectivos intercambiadores iónicos hasta ahora conocidos, con capacidades superiores a los 3 o hasta 4 meq/g, comparados con los minerales arcillosos montmorilloníticos que presentan capacidades de intercambio iónico de 0.8 - 1.0 meq/g. El intercambio iónico es básicamente una función del grado de sustitución de aluminio por silicio en la estructura del armazón. En la práctica, sin embargo, el intercambio catiónico depende de otros factores como son: la naturaleza del catión de la especie (tamaño y carga), temperatura ambiente, concentración del catión en la solución y de las características estructurales de la zeolita en particular. La reacción de intercambio catiónico puede ser expresada simplemente como sigue:



Donde  $M^1$  es el catión en la zeolita (Z),  $M^2$  es el catión en la solución (S). El solvente típicamente es agua, pero puede ser algún solvente en el cual la sal de  $M^2$  es soluble (TSCHERNICH, 1992).

#### 4.6.2 Propiedad de adsorción

Las zeolitas son las únicas adsorbentes naturales en su género. Bajo condiciones normales son capaces de llenar las grandes cavidades y los canales que existen en su estructura. Las cavidades pueden ser ocupadas por agua u otras sustancias según el objetivo de su aplicación. Cabe mencionar que las zeolitas seleccionarán las moléculas según su diámetro y dependiendo del diámetro de la apertura de los canales, serán las moléculas que lograrán fijarse ó pasar a través de ellas. Por lo anterior, se les conoce como “tamices moleculares”. Un ejemplo de lo anterior, es la zeolita sintética A, la cual tiene poros de 4.5 Å de diámetro, los hidrocarburos naturales, tales como pentano y octano, tienen un diámetro de 4.3 Å, por lo tanto, son fácilmente tomados por esta zeolita (DOMÍNGUEZ-ESQUIVEL, 1995).

#### 4.6.3 Propiedad de deshidratación y rehidratación

Las zeolitas son clasificadas en dos tipos de acuerdo al fenómeno de la deshidratación:

- a) Aquellas que no muestran cambios estructurales mayores durante la deshidratación y en las cuales se observa una curva continua de pérdida en peso como una función de la temperatura y/o.
- b) Aquellos que muestran cambios mayores en la estructura durante la deshidratación y las cuales si presentan una curva de pérdida en peso discontinua.

El segundo grupo incluye aquellas zeolitas cuya estructura se colapsa cuando son calentadas a elevadas temperaturas, tales como el grupo de la natrolita (natrolita, mesolita, scolecita, tomsonita, gonardita y edingtonita). El primer grupo corresponde a zeolitas tales como: Las sintéticas A y X, y las naturales chabasita, mordenita, erionita y clinoptilolita, las cuales son térmicamente estables a 700 ó 800° C (TSCHERNICH, 1992).

#### 4.6.4 Propiedad catalítica

Esta propiedad es de gran aplicación en la petroquímica y en compuestos orgánicos ya que acelera o retarda la reacción para obtener los derivados del petróleo. Ayuda a romper la

compleja estructura de los hidrocarburos dividiéndolos en formas menos complejas, sin llegar a formar parte del producto de la reacción. Un ejemplo de lo anterior, es la obtención de gasolinas mediante la desintegración catalítica a partir del metanol, donde se requiere la eliminación del oxígeno el cual puede presentarse como H<sub>2</sub>O, CO ó CO<sub>2</sub>. El metanol se hace pasar por un reactor catalítico compuesto de zeolitas donde se atrapa el oxígeno obteniéndose gas licuado, gasolinas con alto octanaje y diesel (DOMÍNGUEZ-ESQUIVEL, 1995).

#### 4.6.5 Composición silicea

Esta propiedad le confiere a las zeolitas una alta resistencia a las soluciones ácidas fuertes ya que, gracias a ésta, pueden ser sometidas a lavados con ácidos fuerte después de haber sido utilizados en algún proceso industrial, eliminando con esto los iones que fueron fijados en sitios de intercambio, así como las moléculas atrapadas en sus cavidades. Lo anterior permite el reuso o reciclaje de estos minerales en el proceso industrial.

### 4.7 Usos Industriales

Gracias a las propiedades físicas y químicas de las zeolitas, estas pueden ser utilizadas en un gran número de procesos industriales. Entre las aplicaciones más importantes están las siguientes: a) En el control de contaminantes, b) En la conservación de la energía, c) En el campo agroindustrial, d) En minería y metalurgia, y e) en misceláneas.

#### 4.7.1 Aplicaciones en el control de la contaminación

##### 4.7.1.1 Depósitos de desechos radioactivos

AMES (1959; en MUMPTON, 1977), demostró la capacidad de intercambio iónico de la clinoptilolita para remover Cs y Sr de instalaciones nucleares. Además, demostró que los iones podían ser extraídos de las zeolitas efectuando lavados con ácidos, recuperando de esta manera las zeolitas. Otros estudios han demostrado que la clinoptilolita puede retener hasta el

94 % de Cs y Sr en depósitos conteniendo hasta 10 g de Cs/litro y hasta el 98 % de Cs<sup>137</sup>, Tl<sup>204</sup>, As<sup>110</sup>, Sr<sup>90</sup> cuando es mezclada con vermiculita.

#### 4.7.1.2 Tratamiento de aguas residuales

AMES (1967), demostró que la clinoptilolita puede retener gran cantidad de iones de amonio, sugiriendo con esto su aplicación en la extracción de amoniaco de afluentes alimentadores de lagos naturales y artificiales utilizados en la agricultura, debido a que el amonio es tóxico y acelera el crecimiento de algas nocivas para peces y otras formas de vida acuática, los cuales a su vez pueden ser consumidos por humanos ocasionándoles trastornos alimenticios graves (TSCHERNICH, 1992).

#### 4.7.1.3 Eliminación de gases

Las zeolitas han sido utilizadas para remover SO<sub>2</sub> y otros gases contaminantes en plantas de energía que operan a partir de carbón y aceite. Por ejemplo, en los Estados Unidos, cerca de 25, 000, 000 de toneladas de azufre son enviadas a la atmósfera cada año. Debido a lo anterior las zeolitas son una opción económica importante para la reducción de estos gases (SO<sub>2</sub>, NO<sub>x</sub>, CO<sub>2</sub>; MUMPTON, 1977).

#### 4.7.1.4 Producción de oxígeno

La contaminación del aire y el agua involucra la presencia desagradable de compuestos y partículas dañinas para la salud. Una deficiencia de oxígeno en lagos y ríos, resulta en la rápida extinción de plantas y peces. El proceso de adsorción de las zeolitas naturales puede ser utilizado para producir aguas enriquecidas en oxígeno con varios grados de pureza. Lo anterior se basa en los trabajos de BARRER (1978), DOMINE y HAY (1968) que demostraron que el gas nitrógeno era selectivamente adsorbido del aire por varias zeolitas, resultando productos conteniendo más del 95 % de oxígeno (FLANIGEN, 1977).

## **4.7.2 Aplicaciones en la conservación de la energía**

### **4.7.2.1 Purificación de gas natural**

Desde 1968 se han utilizado las características de las zeolitas para remover dióxido de carbono de gas natural contaminado. Utilizando zeolitas naturales se han desarrollado procesos de adsorción para extraer hasta 25 % de CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S y H<sub>2</sub>O del gas natural, llegándose a obtener resultados de adsorción de hasta el 60 % de retención de estos gases (MUMPTON, 1977).

### **4.7.2.2 Uso en la energía solar**

Las zeolitas también tienen contribuciones en el campo de la energía solar. En la Universidad de Texas se realizaron experimentos aprovechando la capacidad de las zeolitas de adsorber y liberar calor de la radiación solar. Lo anterior, a sido utilizado en aires acondicionados y en el calentamiento de agua, gracias a la deshidratación por el día y la hidratación por la noche de estos minerales (TSCHERNICH, 1992).

### **4.7.2.3 Producción de petróleo**

La aplicación más importante de las zeolitas se centra en la separación de las diferentes moléculas que componen el petróleo crudo, al ser utilizadas como catalizadores. Otra aplicación es la captura de impurezas de fierro, agua y bióxido de carbono en hidrocarburos.

Actualmente se fabrican alrededor de 1000 toneladas/día de catalizadores a escala mundial, siendo estos catalizadores una mezcla de silicoaluminatos cristalinos (zeolitas) con pequeñas cantidades de promotores (1-5%) y una matriz inerte. La mayor parte de estos catalizadores son consumidos en la primera etapa de craqueo del petróleo, donde las moléculas de alto peso molecular se convierten en gasolinas mediante el proceso de rompimiento catalítico. Desde su introducción, en los años sesenta, las zeolitas mejoraron los volúmenes de producción de las gasolinas, dominando la industria en los últimos 30 años

gracias a su estructura adecuada para la difusión, adsorción y reacción de especies moleculares intermedias en su interior. Sin embargo, la abundancia de moléculas complejas de hidrocarburos y mayor contenido de metales pesados (Ni y V) y azufre, planteó la necesidad de desarrollar nuevos materiales microporosos catalíticos de tamaño de poro mayor y más resistentes a la desactivación, con propiedades catalíticas tales que permitan la transformación de hidrocarburos a productos valiosos. Las alternativas son, materiales zeolíticos con tamaño de poro superior a los 10Å, así como los materiales laminares (arcillas naturales ó sintéticas) cuya distribución de diámetro de poro se sitúa entre 9 y 30Å (DOMINGUEZ, 1995).

### **4.7.3 Aplicaciones agrícolas**

En esta campo las zeolitas se utilizaron por primera vez en Japón, para el control de la humedad de los granos y el mal olor del estiércol, así como para elevar el pH de los suelos volcánico ácidos. El conocimiento de estos materiales en la actualidad a aumentado considerablemente sus aplicaciones en el campo agrícola.

#### **4.7.3.1 Fertilizantes y enmienda de suelos**

Gracias al intercambio iónico, la alta retención de agua y la pronunciada selectividad del amonio por la clinoptilolita, esta a sido utilizada en la preparación de fertilizantes para mejorar la proporción de nitrógeno en el suelo y la lenta liberación de los iones de amonio (TSHERNICH, 1992).

#### **4.7.3.2 Nutrición animal**

Experimentos realizados en Japón desde 1965 demostraron que el uso de las zeolitas (clinoptilolita y mordenita) en una proporción del 10% en la dieta de pollos de engorda y postura, así como en puercos y ganado, resulta en el incremento de conversión de alimentos y en general en la salud de los animales. La ganancia en peso y una mejor producción de huevo en pollos. Además, las zeolitas actúan como coadyuvantes de diarreas y la adsorción de

micotoxinas, evitando pérdidas económicas considerables debido a la mortalidad de las especies (MUMPTON,1977).

Otra aplicación de estos minerales es en el tratamiento de excremento en granjas avícolas y porcícolas (OSUNA, 1989). Debido a los serios problemas que se presentan por intoxicación con granos contaminados de micotoxinas, lo cual se refleja en grandes pérdidas para los avicultores, el presente trabajo tiene como objetivo localizar y caracterizar áreas con aluminosilicatos con propiedades de adsorción de micotoxinas, que ayuden a reducir la problemática en esta rama de la industria. Con lo anterior, se evitarán problemas futuros como intoxicaciones en personas y graves enfermedades como el cáncer. De la misma manera, se obtendrán productos de mayor calidad a partir de la industria avícola, porcícola y ganadera en general.

A continuación se presentan los resultados obtenidos durante la caracterización mineralógica de las zeolitas presentes en la secuencia vulcano-sedimentaria de San Juan Atzingo, Puebla.

# CAPÍTULO V. CARACTERIZACIÓN DE LAS ZEOLITAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

## 5.1 Petrografía

Por medio de petrografía de secciones delgadas se llevó a cabo la clasificación de las rocas presentes en la columna estratigráfica representativa del área. En el caso de las rocas piroclásticas, se utilizó el diagrama de SCASSO y LIMARINO (1997). Este diagrama se fundamenta en la granulometría y el tipo de componentes presentes, los cuales son: en el vértice superior **bloques y bombas**, vértice inferior izquierdo **lapilli** y en el vértice inferior derecho **cenizas**.

Posteriormente, se realizó una clasificación de las tobas presentes en el área, tomando como base la naturaleza de sus componentes. Para lo anterior, fue necesario realizar un análisis de conteo de puntos. Los resultados obtenidos fueron graficados en el triángulo **vidrio – cristales – fragmentos líticos**, propuesto por PETTIJOHN *et al.*, (1987).

La preparación de las secciones delgadas y estudio petrográfico se realizaron, tanto en el Laboratorio de Preparación de la compañía Nutek, S.A. de C.V. en la Ciudad de Tehuacán, Puebla, como en la Facultad de Ciencias de la Tierra en Linares, N.L. El equipo utilizado en la petrografía fue un Microscopio de Luz polarizada Marca Zeiss y el conteo de puntos se llevó a cabo utilizando el Automatic Point Counter Marca PRIOR Modelo “G”.

### 5.1.1 Resultados

Los resultados aportados por esta técnica marcan claramente una diferencia entre lo que se definió anteriormente como miembros inferior y superior de la secuencia vulcano-sedimentaria.

El miembro inferior está caracterizado por lapilli y tobas litocristalinas en su parte inferior y media (Fig. 21), las cuales se caracterizan por una textura piroclástica compuesta por

una matriz de arcillas producto de la alteración de shards, que cementan fragmentos de plagioclasas, cuarzo y líticos de composición basáltica y andesítica. Estas litologías presentan una tendencia a cristalolítica y cristalovítrea hacia la parte superior de este miembro, como se muestra en la figura 22; cabe mencionar que la presencia de fragmentos líticos es común en todo el miembro. Los materiales presentes en las tobas que fueron observadas bajo el microscopio, corresponden en su mayoría a shards de vidrio y, en segundo término, a cristales.

El miembro superior se caracteriza por la presencia de tobas, donde la naturaleza de sus componentes es principalmente vítrea con una cierta tendencia a cristalovítrea, representados por fragmentos de cuarzo de forma irregular con caras principalmente angulosas, feldespatos representados por plagioclasas que ocurren en muy pequeña proporción con respecto a los fragmentos de cuarzo. Algo muy importante dentro del miembro superior de la secuencia fue que, bajo el microscopio, se descartó la presencia de fragmentos líticos.

Es importante mencionar que la porción vítrea en este miembro está caracterizada por dos tipos de shards de vidrio: a) trizas cuspidadas de vidrio y b) placas de vidrio. Estos últimos representan las burbujas y son indicadores de una mayor vesicularidad. En la figura 23 se presenta una visión característica de la composición vítrea del miembro superior de esta secuencia, donde podemos observar los shards de vidrio así como los fragmentos cristalinos representados por cuarzo y feldespatos (plagioclasas).

Las tobas presentes en el miembro superior, característicamente, presentan estructuras de desvitrificación (Fig. 24), en las que se observa la transformación del vidrio a zeolitas ó minerales arcillosos según sea el caso. Sin duda, las tobas desvitrificadas a minerales zeolíticos son las de mayor interés en el presente trabajo.

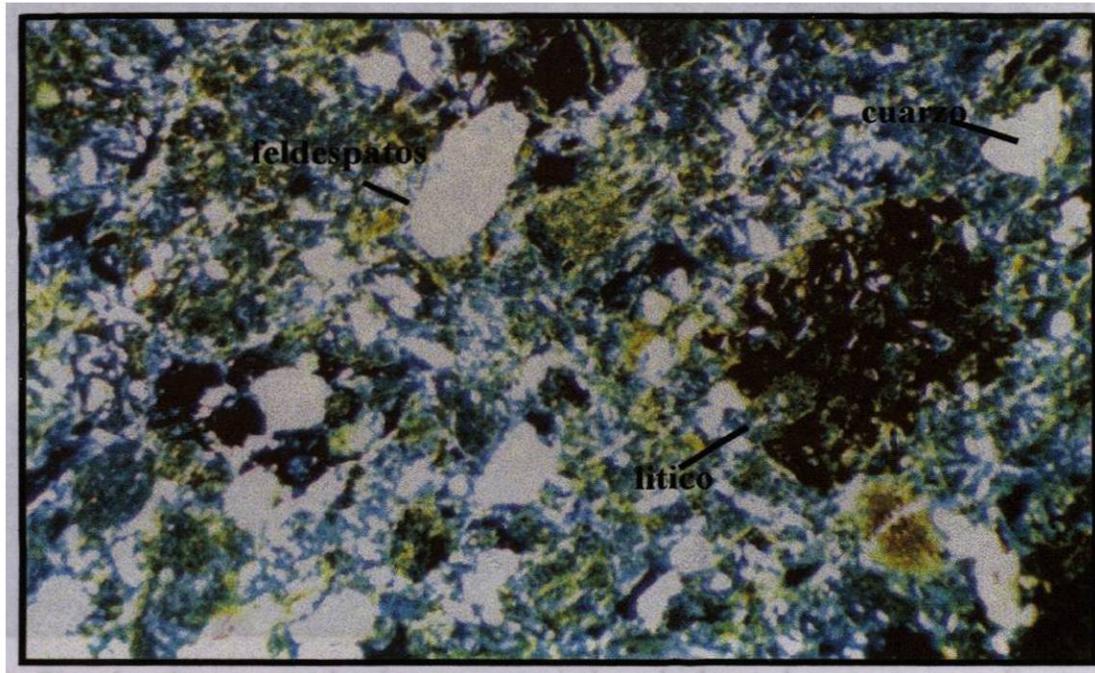


Figura 21. Fotomicrografía de roca litocristalina correspondiente al miembro inferior de la secuencia vulcano-sedimentaria. Nótese los cristales de feldespato, cuarzo y líticos en una matriz arcillosa (10X, base de foto 4 mm).

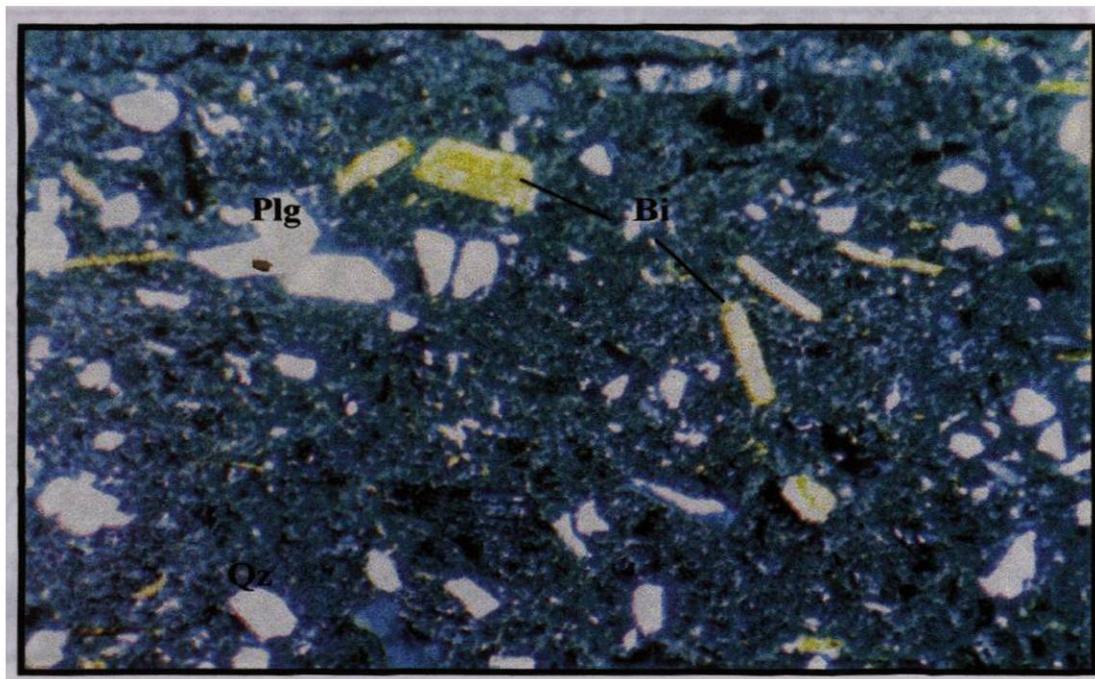


Figura 22. Microfotografía de toba vitrocristalina cercana al límite superior del miembro inferior de la secuencia. Nótese las plagioclasas (Plg), cuarzo (Qz) y micas (Bi) en matriz microcristalina (10x, base de foto 4 mm).

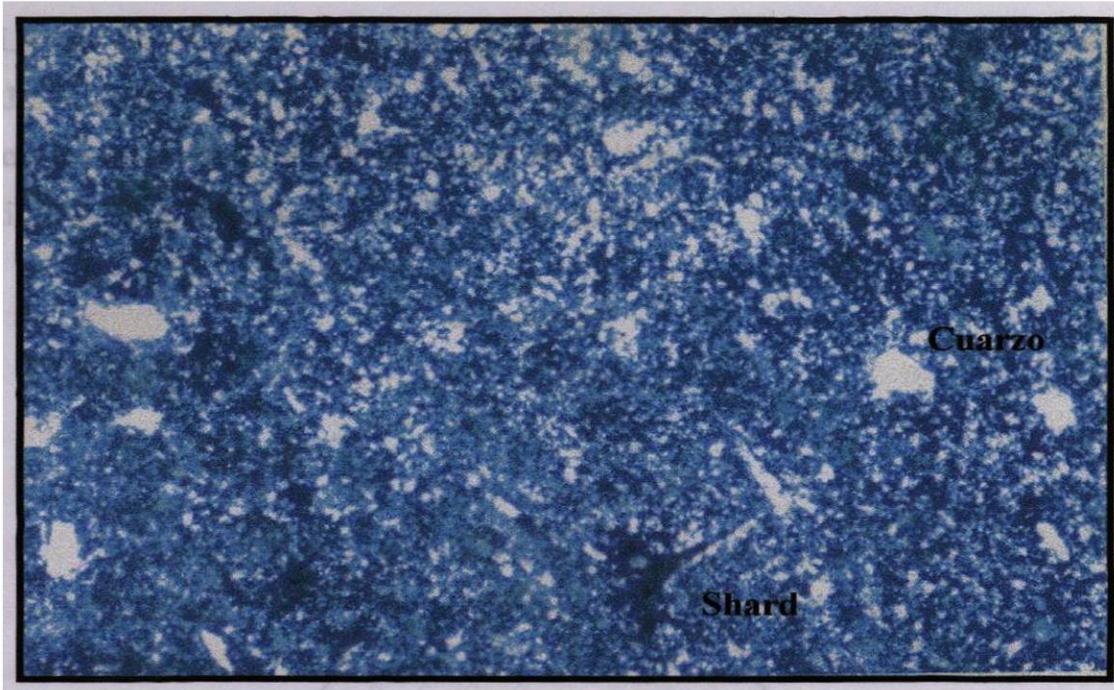


Figura 23. Shards vítreos y cristales característica de las tobas correspondientes al miembro superior de la secuencia. Nótese la gran abundancia de la fase vítrea (10x, base de foto 4 mm).

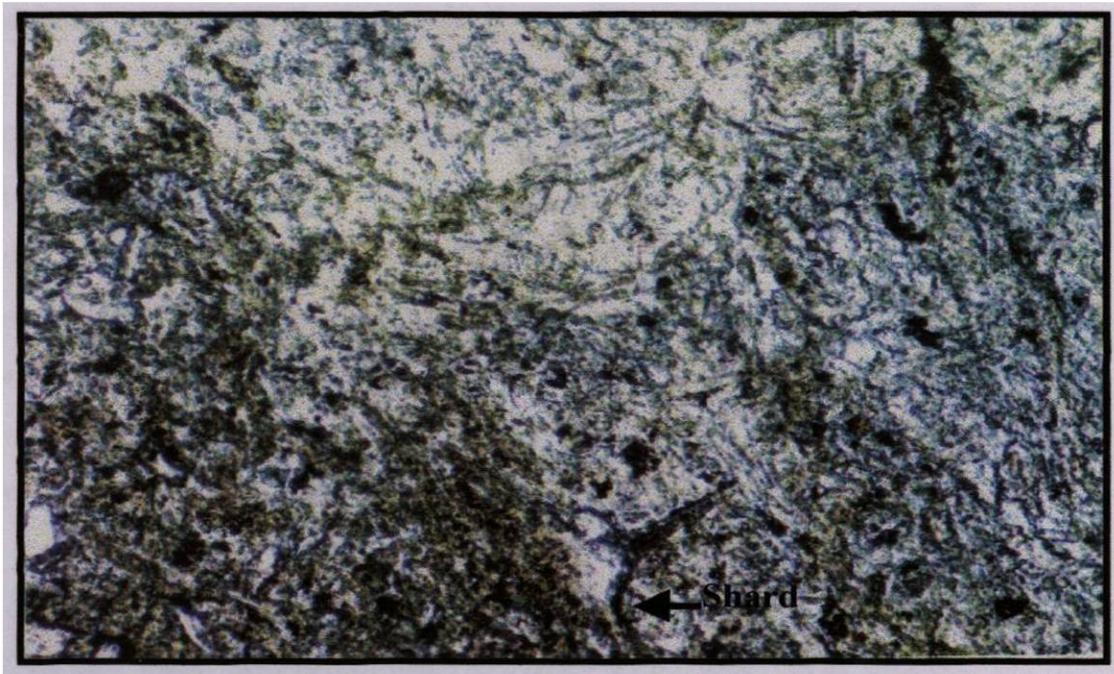
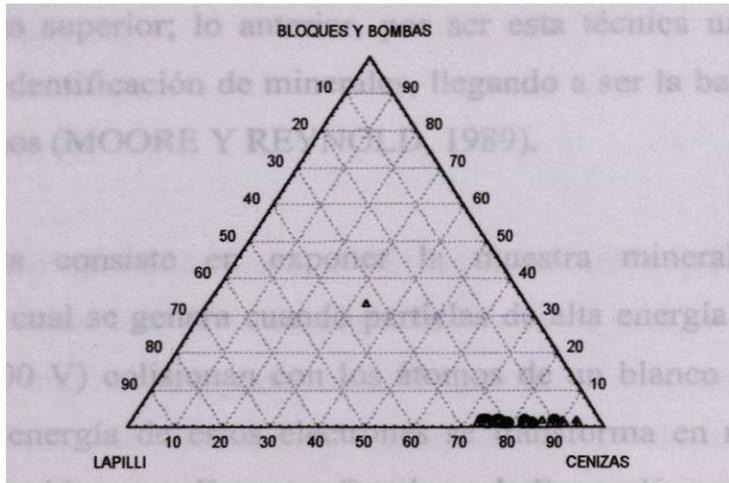
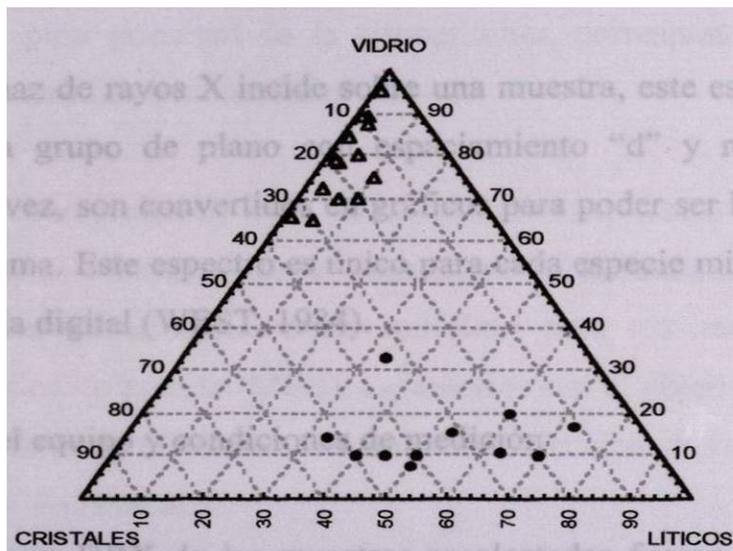


Figura 24. Toba desvitrificada y probablemente alterada a minerales zeolíticos y arcillosos. Nótese la conservación de la forma de los shards de vidrio (10x, base de foto 4 mm).

La distribución de las muestras clasificadas en los diagramas de SCASSO Y LIMARINO (1997; Fig. 25a) y de PETTIJHON *et al.*, (1987; Fig. 25b), presentan una distribución o concentración en el campo de las tobas vítreas para el miembro superior y para tobas líticas y litocristalinas para el miembro inferior.



a



b

Figura 25. a) Se muestra la distribución de las muestras de acuerdo al diagrama de SCASSO Y LIMARINO (1997) y b) resultados del diagrama de PETTIJHON *et al.*, (1987). Nótese la separación entre ambos miembros (miembro superior en triangulos y el inferior en círculos).

## 5.2 Difracción de rayos – X (DRX)

Por medio de esta técnica se llevó a cabo la caracterización de las diferentes especies minerales presentes en las tobas de la secuencia vulcano-sedimentaria, poniendo gran énfasis en las del miembro superior; lo anterior, por ser esta técnica una de las más utilizadas y confiables para la identificación de minerales, llegando a ser la base del estudio de minerales arcillosos y zeolíticos (MOORE Y REYNOLD, 1989).

Esta técnica consiste en exponer la muestra mineral a un haz de rayos-X monocromático, el cual se genera cuando partículas de alta energía (electrones acelerados con un voltaje de 30,000 V) colisionan con los átomos de un blanco metálico y son parados de golpe, parte de la energía de estos electrones se transforma en rayos X del tipo radiación blanca también conocida como Espectro Continuo de Rayos X; una parte muy pequeña de los electrones acelerados penetran en el blanco metálico, la onda de haz llega y choca con el electrón del orbital más interno y lo saca, la energía que le sobra al átomo del blanco al brincar de un orbital externo a un interno es la que se presenta como “Rayos X”.

Cuando un haz de rayos X incide sobre una muestra, este es difractado con diferentes ángulos desde cada grupo de plano con espaciamiento “d” y registrado como impulsos eléctricos que, a su vez, son convertidos en gráficos para poder ser leídos en lo que se conoce como un difractograma. Este espectro es único para cada especie mineral por lo que puede ser usado como su huella digital (WEST, 1984).

### 5.2.1 Descripción del equipo y condiciones de medición

Los análisis por DRX de las muestras recolectadas fueron realizados en un sistema **SIEMENS DX 2000** con radiación  $\text{Cu } \kappa\alpha \lambda = 1.5418 \text{ \AA}$ , realizándose barridos de  $2\theta$  de 2 a 40°. El manejo del equipo e interpretación de los difractogramas se hizo con la ayuda del paquete **Difracct** de *Siemens*, en el cual se encuentran archivados los patrones de la mayoría de las especies minerales conocidas a nivel mundial (ASTM, 1993).

### 5.2.2 Medición de la muestra

Las muestras seleccionadas para el análisis fueron las tobas que presentaron mayor grado de alteración. Las muestras fueron molidas en un mortero de cerámica, hasta alcanzar una granulometría de + 100 mallas, finalmente se colocaron en un portamuestras y se llevaron al equipo para su medición.

### 5.2.3 Resultados

Los resultados aportados por esta técnica demuestran que las muestras de tobas con presencia de desvitrificación, en la mayoría de los casos esta, se debe a una alteración del vidrio a minerales como zeolitas y arcillas (clinoptilolita y montmorillonita, respectivamente), con cantidades subordinadas de cuarzo y feldespatos (plagioclasas). El análisis de difracción por medio de estimaciones cualitativa, demuestra que la clinoptilolita llega a presentarse en cantidades de hasta el 95 %. Lo anterior, es de gran interés en cuanto a la aplicación y/o explotación del yacimiento con fines de uso industrial. En las figuras 26 y 27, se presentan los difractogramas típicos de las tobas desvitrificadas, donde podemos observar en forma cualitativa como el pico principal de la clinoptilolita, correspondiente a (001), es mucho mayor que el de las otras fases minerales presentes.

El total de los resultados de DRX de las muestras analizadas se presentan en la tabla 2. Tomando en cuenta los resultados de la tabla 2, se seleccionaron las muestras con mayor contenido de zeolitas (principalmente clinoptilolita) para realizar estudios por medio de microscopio electrónico de barrido (MEB). Lo anterior con el objetivo de obtener información acerca de la génesis de estos minerales. Las muestras seleccionadas de acuerdo a los diferentes análisis, se presentan en la tabla 2.

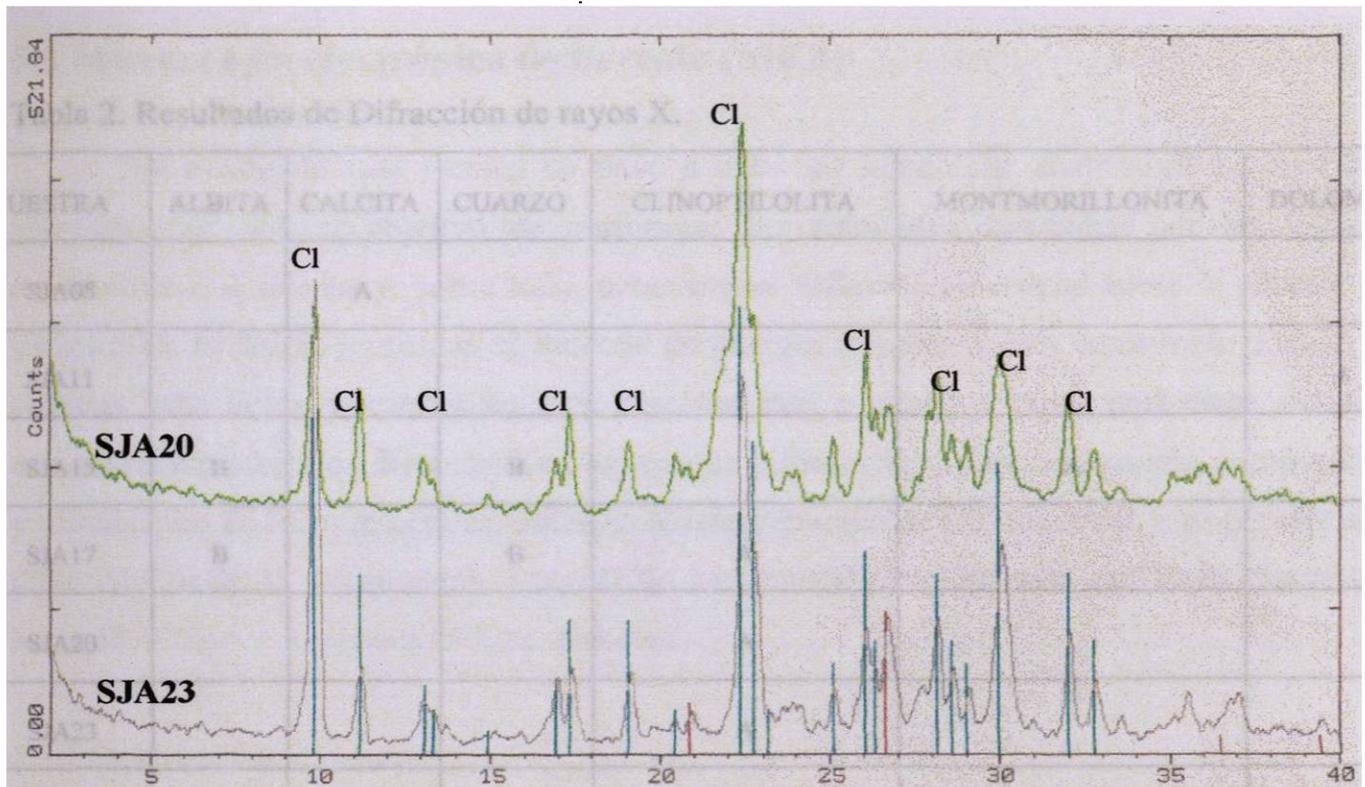


Figura 26. Difractograma típico de unas tobas zeolitizadas correspondiente al miembro superior. Nótese la gran abundancia de clinoptilolita (picos indicados con líneas en color celeste).

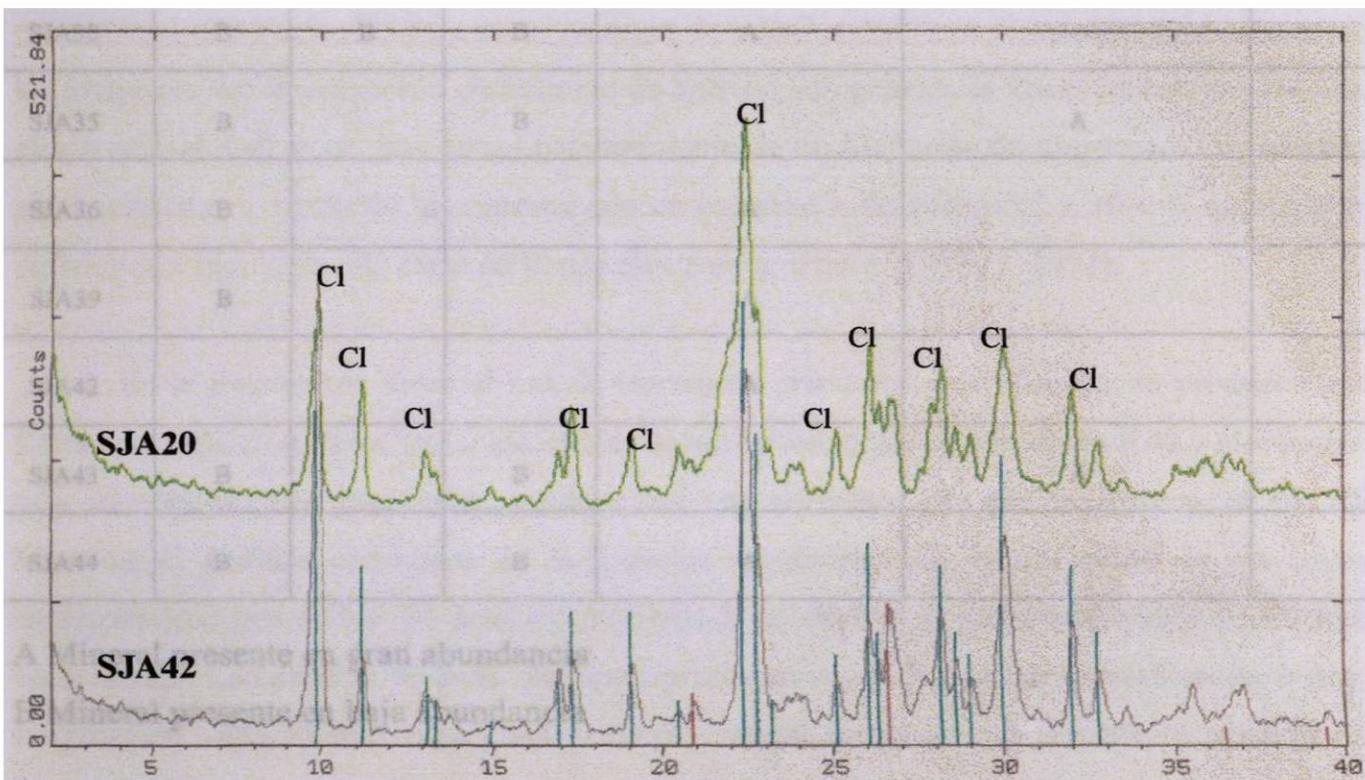


Figura 27. Difractograma típico de unas tobas zeolitizadas correspondiente al miembro superior de la secuencia. Nótese la abundancia de clinoptilolita (picos indicados por líneas en color celeste).

**Tabla 2. Resultados de Difracción de rayos X.**

MUESTRA	ALBITA	CALCITA	CUARZO	CLINOPTILOLITA	MONTMORILLONITA	DOLOMITA
SJA08		A				
SJA11						A
SJA15	B		B		A	
SJA17	B		B	A		
SJA20				A		
SJA23				A		
SJA27			B		A	
SJA29	B	B	B	A		
SJA30	B	B	B	A		
SJA35	B		B		A	
SJA36	B			A		
SJA39	B			A		
SJA42				A		
SJA43	B		B		A	
SJA44	B		B	A		

**A Mineral presente en gran abundancia**

**B Mineral presente en baja abundancia**

## **5.3 Microscopía electrónica de barrido (MEB)**

Por medio de esta técnica se llevó a cabo un minucioso análisis de las muestras seleccionadas, con el objetivo de corroborar los resultados aportados por las técnicas anteriormente aplicadas y, sobre todo, para obtener información crucial sobre la génesis del yacimiento. El MEB, junto con el detector de energía dispersiva, han constituido una de las técnicas más útiles y confiables para resolver este y muchos otros problemas del tipo estructural en minerales. Esta técnica proporciona información sobre las texturas, composición y distribución de fases minerales, útiles en la interpretación de los minerales y su génesis para diferentes tipos de yacimientos. Los MEBs, en general, proporcionan aumentos desde 10x hasta 50,000x con imágenes tridimensionales.

### **5.3.1 Descripción del equipo**

El MEB consiste de una columna electrón-óptica y un gabinete electrónico. La muestra es colocada en la cámara de muestras que se localiza en la columna electrón óptica, la cual es evacuada al alto vacío. En este caso, en lugar de usar luz como en el microscopio petrográfico, las imágenes del microscopio electrónico de barrido son generadas internamente por un haz de electrones, el cual se origina por el calentamiento de un filamento de tungsteno. Los electrones son acelerados a través de la columna con un acelerador de voltaje (5 a 30 kv), aumentados y enfocados a través de una serie de lentes electromagnéticos (GARD, 1971).

En la interacción entre el haz de electrones primarios y la muestra, se producen varias formas de radiación, tales como electrones secundarios, rayos-X característicos y electrones de baja dispersión. Los electrones secundarios nos permiten generar la imagen en el MEB. Mientras el análisis elemental de la muestra se obtiene por la colección de los rayos-X característicos generados. El detector de rayos-X se encuentra junto al detector de electrones secundarios. Los átomos de cada elemento producen rayos-X con características de energía y longitud de onda propias para cada elemento, de tal forma que es posible la identificación, semicuantificación y cuantificación de cada elemento (WELTON, 1984).

El equipo utilizado para el presente trabajo fue un Carl Zeiss MOD DSM 960 A equipado con un detector de energía dispersiva EDAX.

### 5.3.2 Preparación de muestras

Las muestras fueron pulverizadas hasta alcanzar un diámetro de +100 mallas. La muestra fue homogeneizada y aproximadamente 2g fueron colocados en un portamuestras de 10 mm de diámetro de forma circular. Posteriormente se recubrieron de grafito con la finalidad de mejorar la conducción de los electrones a través de la muestra. Una vez realizado lo anterior, se procedió a la generación de las imágenes y espectros que permitieron identificar las especies minerales presentes, teniendo de referencia los difractogramas ya interpretados de las propias muestras.

La finalidad de utilizar el MEB fue para observar las texturas de las muestras, los minerales presentes, tamaños y cual es la relación estructural entre los diferentes minerales. Lo anterior con el objetivo de generar información que nos permita interpretar la génesis de los minerales zeolíticos. De la misma manera se obtuvo un análisis químico puntual con la ayuda del detector de energía dispersiva, en zonas de interés de la muestra; para conocer la composición química de la muestra analizada; cabe mencionar que este análisis químico es una aproximación a la composición real de la muestra, siendo del tipo semicuantitativo por lo que no es confiable para realizar el cálculo de la fórmula estructural de los minerales presentes.

### 5.3.3 Resultados

Los resultados obtenidos por medio del MEB indican que las muestras seleccionadas, gracias a la información aportada por la microscopía óptica y la DRX, ciertamente están constituidas en su mayoría por cristales del mineral zeolítico clinoptilolita, el cual presenta cristales tabulares principalmente (Fig. 28). También se pudo determinar la existencia de fases minerales correspondientes a cuarzo, feldespatos, arcillas (montmorillonita principalmente) y vidrio (Fig. 29).



Figura 28. Nótese la abundancia de cristales tabulares de clinoptilolita (Cl) en toba zeolitizada a diferentes aumentos.

Con el uso de esta técnica se pudo corroborar que los shards de vidrio son de formas cuspidas y en placas, lo cual indica que corresponden a trozos de pared de burbujas y son

indicadores de una alta viscosidad. De la misma manera nos permitió observar las estructuras que presenta el mineral montmorillonita, las cuales son típicas para ella (ver figura 29).

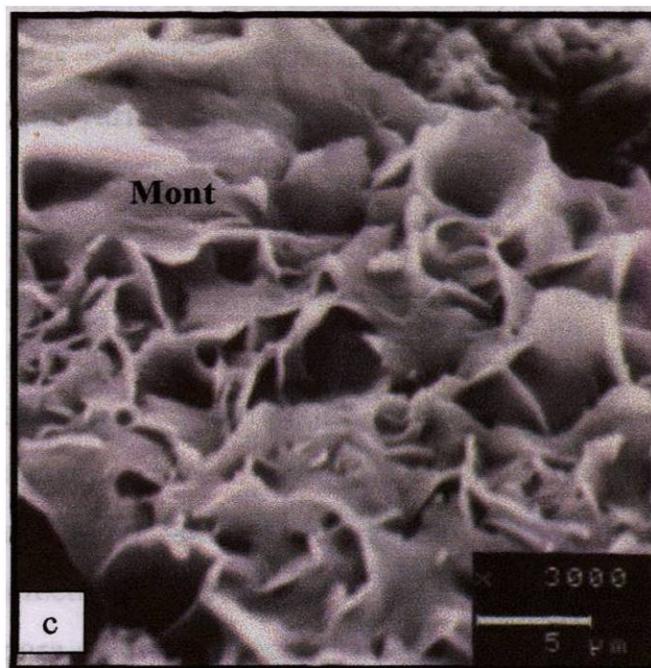
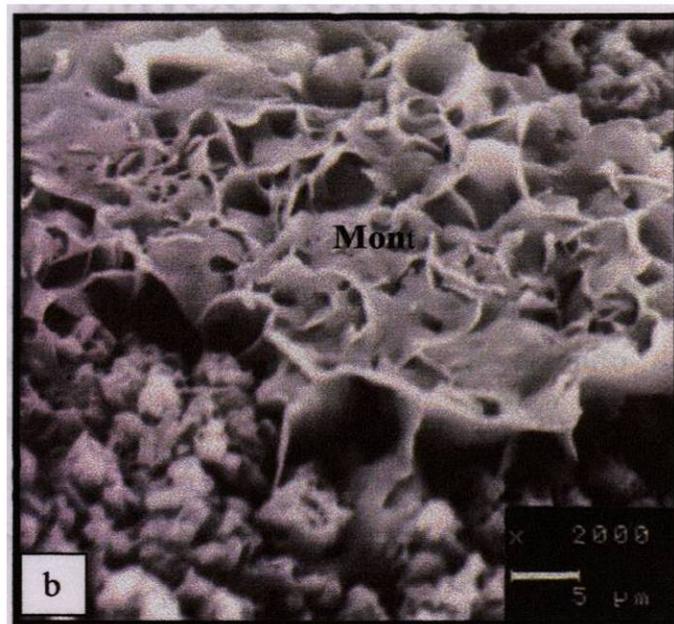
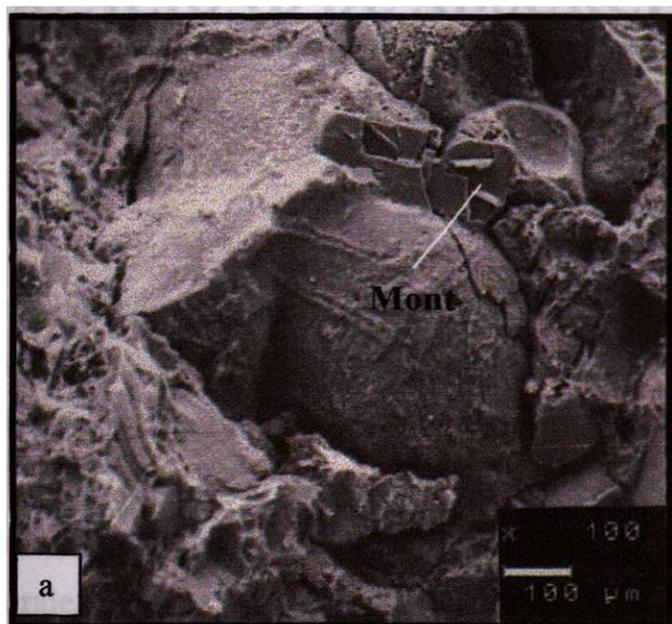


Figura 29. Fase arcillosa caracterizada por la montmorillonita (Mont), nótese las hojuelas a diferentes aumentos.

# CAPÍTULO VI. DETERMINACIÓN DE LA CAPACIDAD DE ADSORCIÓN DE MICOTOXINAS

## 6.1 Introducción

Las aflatoxinas se descubrieron en Inglaterra en 1961 y las primeras técnicas descritas para detectar su presencia en granos y alimentos, fueron las pruebas biológicas y las minicolumnas. Posteriormente se desarrollaron técnicas en embrión de pollos, inyectando aflatoxinas a la muestra problema en la cámara de aire del huevo, observando posteriormente la embriotoxicidad. Las minicolumnas se caracterizaban por ser una técnica rápida de identificación de micotoxinas, detectan de 20 a 40 ppb en forma simultánea de aflatoxinas y zearalenona a partir de una muestra.

Posteriormente, la cromatografía de capa delgada (TLC) fue de gran importancia en la cuantificación de estas moléculas orgánicas, técnicas recientes en TLC permiten en forma rutinaria determinar y cuantificar varias micotoxinas, entre ellas: aflatoxinas, ocratoxinas y zearalenona (OSUNA, 1989).

Los métodos analíticos para la determinación de las diferentes micotoxinas se optimizaron con el auge de la cromatografía líquida de alta eficiencia, conocida anteriormente como cromatografía líquida de alta precisión (High Performance Liquid Chromatography, HPLC), que permite detectar concentraciones muy bajas. Los métodos rápidos de detección de micotoxinas acapararon el interés del hombre, fue así como se publicó el método de la Lámpara Ultravioleta para detectar la presencia de micotoxinas en los granos y enviar posteriormente al laboratorio para su cuantificación. En los años ochenta surgió la técnica de los anticuerpos monoclonales, que permite la rápida identificación de las micotoxinas (OSUNA, 1989).

Después de realizar la debida caracterización de las muestras de zeolitas colectadas en el área, se seleccionaron las muestras con mayor contenido de zeolitas, entre ellas: SJA20, 23,

36, 39 y 42; y de arcillas: SJA08, 15, 27, 35 y 43 para determinar su capacidad como adsorbentes de micotoxinas en laboratorio (*in vitro*).

Con los resultados obtenidos en el laboratorio, se seleccionaron las muestras con mayor capacidad de adsorción, las cuales fueron puestas en práctica con diferentes parvadas de aves a las cuales se les alimentó con una dieta contaminada de micotoxinas, adicionando diferentes concentraciones de zeolitas en las dietas de las parvadas, dejándose en observación.

Para la cuantificación de micotoxinas existen varias técnicas, entre las cuales están: diagnóstico por ELISA (ppm), Cromatografía en capa fina por fluorescencia (ppb), por ultravioleta (ppm) y por HPLC (ppb). Para los fines de este trabajo, se aplicará la técnica de agitación modificada para fluorescencia (PHILLIPS, *et al*, 1992).

## **6.2 Determinación *in vitro***

La determinación de adsorción de micotoxinas "*in vitro*" se realizó siguiendo el diagrama esquemático de la figura 30.

### **6.2.1 Determinación de los límites de sensibilidad para aflatoxina G1 por fluorescencia**

Se determinaron los máximos de excitación y de emisión para la aflatoxina G1 y se estableció el límite de detección de esta toxina mediante fluorescencia. Lo anterior, se llevó a cabo utilizando un stock de aflatoxina G1, con el cual se prepararon estándares con agua desionizada y se barrieron de 300 a 400 nm de excitación y de 350 a 500 nm de emisión, con lo anterior se determinan dos máximos de emisión para esta toxina en 365 y 460 nm. Una vez establecidos estos máximos se amplificó el intervalo cercano a 460 nm y se determinó la intensidad de fluorescencia. Los datos demuestran que la sensibilidad para el método se encuentran más allá de  $1 \mu\text{g ml}^{-1}$  (1 ppb), donde  $r = 0,987$ .

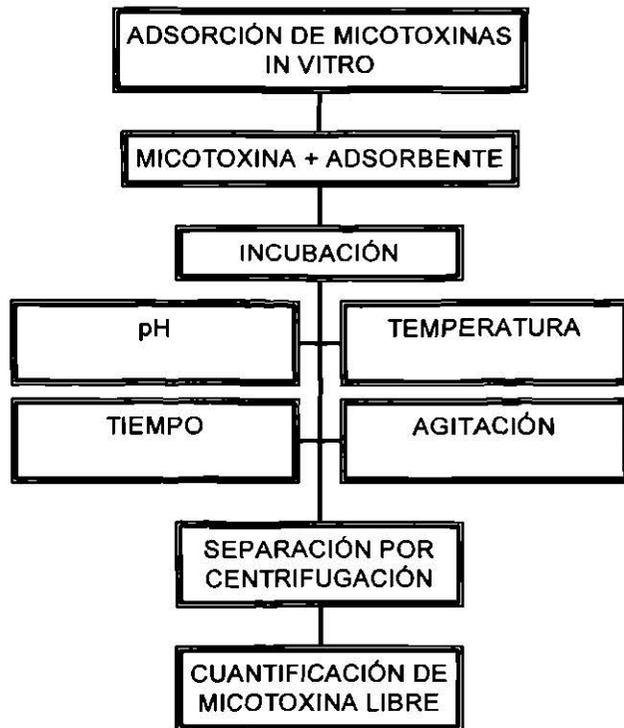


Figura 30. En este diagrama se indica el procedimiento para la determinación de la capacidad de adsorción de micotoxinas *in vitro*.

De la misma manera se realizó la determinación de los máximos de excitación y de emisión de la aflatoxina B1, determinando intensidades de fluorescencia de 365 nm de excitación y 440 nm de emisión. Después de haber determinado los máximos de emisión y excitación para estas dos aflatoxinas, se procedió a hacer experimentos con muestras colectadas en el campo y previamente caracterizadas, la determinación se realizó de la siguiente manera.

### 6.2.2 Determinación de la adsorción de aflatoxinas B1 Y G1

Se determinó la capacidad de adsorción *in vitro* de las aflatoxinas B1 y G1 por muestra seleccionada, siguiendo la técnica de agitación modificada para fluorescencia (PHILLIPS, *et al*, 1992).

### 6.2.2.1 Procedimiento

Se formaron grupos con dos replicas cada uno, los cuales contenían 20 µg de aflatoxina B1 ó G1, 200 mg de material adsorbente y 2 ml de agua desionizada. Las mezclas se incubaron 60 minutos a una temperatura ambiente con agitación cada 15 minutos, posteriormente se centrifugaron a 10,000 rpm durante 5 minutos, el sobrenadante se decantó sobre 1.5 ml de agua desionizada y después se determinó la intensidad de fluorescencia a 365 nm de excitación y 440 nm de emisión para B1 y 365 nm emisión y 460 nm de excitación para G1. Los resultados de porcentaje de adsorción se muestran en la tabla 3.

### 6.2.2.2 Resultados

Tabla 3. Se muestran los resultados de la determinación de la capacidad de adsorción de aflatoxinas G1 y B1.

MUESTRA	% DE ADSORCIÓN B1	% DE ADSORCIÓN G1	RANGO DE pH	T°
SJA08 (M)	80.17	83.66	2-10	25°C-37°C
SJA15 (M)	82.25	84.13	2-10	25°C-37°C
SJA20 (C)	89.44	91.80	2-10	25°C-37°C
SJA23 (C)	94.95	96.38	2-10	25°C-37°C
SJA27 (M)	89.48	90.16	2-10	25°C-37°C
SJA35 (M)	78.56	73.67	2-10	25°C-37°C
SJA36 (C)	97.47	98.60	2-10	25°C-37°C
SJA39 (C)	96.77	98.57	2-10	25°C-37°C
SJA42 (C)	90.08	93.00	2-10	25°C-37°C
SJA43 (M)	83.68	84.00	2-10	25°C-37°C

### 6.3 Determinación *in vivo*

La determinación de la capacidad de adsorción *in vivo* se llevó a cabo de acuerdo al diagrama esquemático mostrado en la figura 31.

#### 6.3.1 Procedimiento

Para la determinación de la capacidad de adsorción *in vivo* de las muestras seleccionadas, se siguió el experimento realizado por PHILLIPS *et al.*, 1992, el cual se describe a continuación. Se formaron dos replicas con 25 pollos de un día de nacidos, a los cuales se les alimentó con una dieta contaminada con 7.5 ppm de aflatoxina B1 durante un período de cuatro semanas, a una de las parvadas se le adicionó 0.5% de zeolita previamente molida a malla 200 aproximadamente; a la parvada restante no se le adicionó clinoptilolita en la dieta durante las cuatro semanas de experimentación. El procedimiento anterior se repitió para aves contaminadas con aflatoxina G1.



Figura 31. Diagrama esquemático que indica el procedimiento de la determinación de la capacidad de adsorción de micotoxinas *in vivo*.

### 6.3.2 Resultados

Los resultados al término de las cuatro semanas fueron los siguientes:

1. La zeolita al 0.5% en la dieta impidió la disminución de la ganancia en peso producido por las 7.5 ppm de aflatoxinas B1 y G1. No así en aquellos grupos de aves donde no se agregó la zeolita como adsorbente.
2. De acuerdo a comentarios de los médicos veterinarios se previno la apariencia pálida y friable de los hígados de las aves, expuestas a aflatoxinas con zeolitas en las dietas, cosa que no pudo evitarse en las parvadas sin zeolitas en la dieta.
3. La presencia de clinoptilolita ayudó en una mejora en la conversión del alimento, lo anterior es notable gracias al aumento de peso de las aves con clinoptilolita en su dieta, con respecto a aquellas que no se les adicionó este mineral.
4. En las parvadas contaminadas con aflatoxinas y sin zeolitas en la dieta, fueron comunes las lesiones hepáticas y aumento en el peso del hígado.
5. En estudios posteriores con aves ponedoras y pollos de engorda, la adición de zeolitas en la dieta resultó en una protección significativa de los efectos adversos de las aflatoxinas, así como una mejor calidad en el cascarón del huevo evitando pérdidas por el rompimiento del mismo en el caso de las gallinas ponedoras, y una notable ganancia en peso propiciado por una mejor conversión del alimento en el caso de los pollos de engorda.

## CAPÍTULO VII. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

De acuerdo a los trabajos de campo y laboratorio empleados en el presente trabajo se discuten los siguientes resultados.

Después de la depositación y litificación de las rocas carbonatadas de edad Cretácica, bajo un ambiente marino, la región estuvo sujeta a una etapa de levantamiento y compresión (SW-NE), caracterizada por una tectónica compleja producto de la orogenia Laramide.

Posterior a los efectos de la orogenia Laramide, la región estuvo sujeta a una etapa de distensión caracterizada por la generación de un sistema de fallas de tipo normal (grabens y horst), las cuales originaron depresiones regionales como es el caso de la Fosa de Tehuacán, orientada NW-SE. Esta fosa está limitada por la falla Oaxaca, al Este, y la falla que cruza por San Juan Atzingo, al Oeste (Fig. 32). Lo anterior condujo al desarrollo de una cuenca cerrada que, posteriormente, fue invadida por aguas de los diferentes afluentes, formando de esta manera una gran cuenca lacustre que controlaría la depositación de los sedimentos erosionados y transportados desde las partes elevadas (horsts) localizadas al suroeste y noreste de la cuenca.

Con base en afloramientos de campo y en la revisión de fotografías aéreas, se aprecia un control importante de las fallas que limitan la fosa de Tehuacán, sobre derrames ígneos que rellenan las zonas bajas de la fosa. Este control se aprecia claramente sobre la falla Oaxaca entre Tehuacán y Teotitlán del Camino, Oaxaca. Lo anterior me permite sugerir que este magmatismo fue de tipo fisural, controlado por el fallamiento normal profundo, que debió haber dado origen a las estructuras volcánicas en la región. Lo anterior propició, primeramente, una serie de emanaciones volcánicas caracterizadas por materiales piroclásticos, los cuales fueron depositados en un ambiente acuoso, probablemente un lago intermontano, debido a la sedimentología y a la distribución de los espesores del depósito. El lago debió haberse formado producto del estancamiento de aguas captadas dentro de la cuenca anteriormente formada. Durante el depósito de estos piroclastos, es claro que existió aporte de material detrítico producto de la erosión y corto transporte de fragmentos de las rocas

existentes en los alrededores. Lo anterior se infiere por la presencia de horizontes de arenas y gravas sub-angulares a subredondeadas, compuestas principalmente por carbonatos, los cuales están interestratificados dentro de la secuencia de piroclastos.

La geomorfología resultante de las dos etapas de deformación (compresión y distensión), impidió la entrada de vientos húmedos provenientes del Golfo de México a la cuenca, provocando con esto un cambio en el clima de la región. La presencia de horizontes de yesos dentro de la secuencia, nos hacen pensar que las temperaturas que prevalecían en ese entonces eran típicas de climas áridos a semiáridos, lo cual permitía épocas de alta evaporación, dando como resultado la disminución en los niveles de agua y por consecuencia la saturación en iones sulfatos ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) y carbonatos ( $\text{CO}_3^{2-}$ ).

El enriquecimiento en iones como  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{CO}_3^{2-}$  de las aguas, lo interpretamos como producto de la fuerte disolución de las rocas preexistentes, correspondientes a la secuencia marina Cretácica, la cual está compuesta por sulfatos (yesos y anhidritas), en la base, y carbonatos (calizas y dolomitas) en la parte media y superior. Con base en los datos reportados en la literatura y lo observado en campo se descarta, por el momento, que la fuente del agua que alimentó el citado lago sea de origen marino; lo anterior, se puede precisar con estudios paleontológicos ó de isótopos estables de azufre, oxígeno e hidrógeno, para determinar el origen de los sulfato, así como edades en el yacimiento.

La presencia de tobas zeolitizadas y alteradas a arcillas, corroboran la hipótesis sobre la ocurrencia de aguas de composición salina-alcalina que controlaron la depositación de las evaporitas, ya que su origen esta íntimamente relacionado con ambientes lacustres de aguas de esta composición, típicas en climas áridos a semiáridos.

Finalmente, en el área se suscitó la emanación de derrames de lavas a través de las zonas de debilidad propiciadas por el fracturamiento profundo de tipo normal. La composición inicial de las lavas fue andesítica, mientras que la etapa final de composición basáltica. Estos derrames (andesíticos y basálticos) ejercieron, durante su ascenso, un empuje sobre las rocas piroclásticas, provocando con esto el basculamiento de las mismas (ANEXO 3).

Con respecto a la estructura que controla el basculamiento de las capas, con base en las relaciones de contacto, intrusivo máfico - rocas piroclásticas, y de la variación en la inclinación de la secuencia, concluyo que un emplazamiento tipo lacolítico debe ser el responsable de estas relaciones geométricas (Fig. 32). Los lacolitos son comunes en niveles altos de la corteza y frecuentemente tiene fallas periféricas asociadas, relaciones de contacto concordantes o cercanamente concordantes y variación radial tanto en rumbo como en buzamiento de las rocas encajonantes (CORRY, 1988), tal como ocurre en el área en estudio. Pensamos que la estructura debe ser una mezcla entre lacolitos tipo árbol de navidad y tipo ponchado.

Por relaciones estratigráficas entre las diferentes unidades litológicas observadas durante la cartografía geológica del área, se concluye que el basamento local está representado por rocas carbonatadas cretácicas, a las cuales sobreyacen en forma discordante una secuencia vulcano-sedimentaria representada por una unidad piroclástica, una unidad de derrames de lavas, un conglomerado polimíctico y depósitos del Cuaternario. De acuerdo a las variaciones de espesor y distribución de las partículas, en los límites laterales norte, sur y oeste de la secuencia vulcano-sedimentaria, se infiere que las rocas carbonatadas Cretácicas desempeñaron una función importante, al controlar el depocentro del paleo lago en la parte central de la fosa de Tehuacán.

Con base en las características litológicas, mineralógicas y sedimentarias de la secuencia, se sugiere que el ambiente donde fue depositado el material piroclástico corresponde a un ambiente lacustre. Desafortunadamente no se encontraron evidencias paleontológicas dentro de la secuencia vulcano-sedimentaria que fortalecieran aún más esta hipótesis, ni tampoco para estimar una edad del depósito; ya que aún no existe un solo fechamiento dentro de la secuencia. No obstante, ORTUÑO-ARZATE (1992) hace mención de una edad del Neógeno (Mioceno) para estas rocas, además, estas rocas pudieran ser correlacionables cronológicamente con las rocas descritas por MUMPTON (1973 y 1975) y DE PABLO-GALÁN (1986) en los alrededores de la Ciudad de Oaxaca.

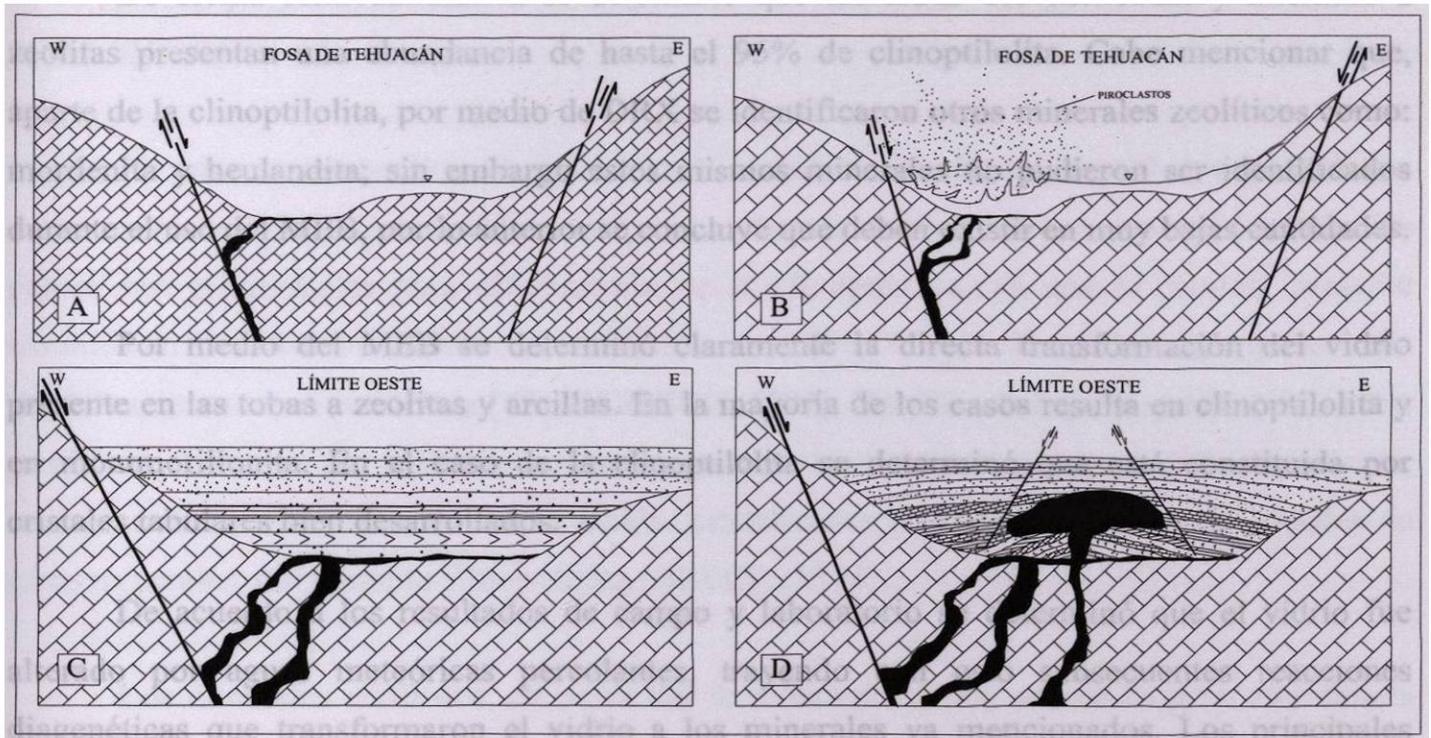


Figura 32. Diagrama esquemático que representa la evolución estructural de la secuencia vulcano-sedimentaria en el área de estudio.

Con base en la petrografía se clasificaron las diferentes litologías presentes en el área, alcanzando a diferenciar dos miembros dentro de la secuencia. El inferior de naturaleza litocrystalina con tendencia cristalolítica y el superior de naturaleza eminentemente vítrea con una leve tendencia a vitrocrystalina. La mineralogía presente en las tobas frescas del área, está caracterizada por una fase vítrea que es la que más abunda en el miembro superior, cuarzo en forma angulosa y subangulosa, plagioclasas y micas; por otro lado, en las tobas alteradas, se encuentran shards de vidrio alterados casi en su mayoría, lo anterior es típico del miembro superior.

Con el uso de DRX se pudo determinar que las tobas de composición vítrea presentes en la secuencia, y en particular dentro del miembro superior, muestran una alteración que en la mayoría de los casos resulta en minerales zeolíticos y arcillosos, principalmente clinoptilolita y montmorillonita, respectivamente; lo anterior es posible por el proceso de desvitrificación de las tobas.

De forma semicuantitativa se determinó que las tobas desvitrificadas y alteradas a zeolitas presentan una abundancia de hasta el 95% de clinoptilolita. Cabe mencionar que, aparte de la clinoptilolita, por medio de DRX se identificaron otros minerales zeolíticos como: mordenita y heulandita; sin embargo estos mismos minerales no pudieron ser identificados durante el uso del MEB, por lo anterior se concluye que deben existir en muy bajas cantidades.

Por medio del MEB se determinó claramente la directa transformación del vidrio presente en las tobas a zeolitas y arcillas. En la mayoría de los casos resulta en clinoptilolita y en montmorillonita. En el caso de la clinoptilolita se determinó que está constituida por cristales tabulares bien desarrollados.

De acuerdo a los resultados de campo y laboratorio se determinó que el vidrio fue alterado por aguas meteóricas percolantes, trayendo con esto subsecuentes reacciones diagenéticas que transformaron el vidrio a los minerales ya mencionados. Los principales minerales autigénicos identificados por DRX fueron: clinoptilolita y montmorillonita. En menor concentración ocurren mordenita y heulandita; y en escasas ocasiones fueron detectadas ópalo y calcita.

El mineral clinoptilolita es el que se encuentra en mayor abundancia de las zeolitas presentes, ocurre en forma de placas bien desarrolladas en tamaños que varían de 2 a 5  $\mu\text{m}$ , cristaliza en huecos y principalmente reemplazando a los shards de vidrio. Este mineral es estable a 500°C, presenta solamente una leve reducción de intensidad y grosor del pico principal; lo anterior lo distingue de la heulandita, la cual sí presenta cambios en su estructura durante calentamiento. Las imágenes microscópicas obtenidas con del MEB indican que, efectivamente, la clinoptilolita cristalizó del vidrio lixiviado.

El mineral Mordenita, como se mencionó, se identificó sólo en cantidades muy pequeñas por medio de DRX, mientras que por MEB no fue detectado debido a su baja concentración. Cuando este mineral aparece, generalmente, ocurre en forma de fibras o finos cristales rellenando poros entre los shards de vidrio. Las investigaciones indican que la mordenita puede cristalizar a partir de una fase vítrea disuelta, generalmente asociada con

sílica opalina, y a partir de heulandita autigénica. Este mineral es estable a 800°C (DE PABLO –GALÁN, 1986).

El mineral heulandita, al igual que la mordenita, sólo se identificó por DRX en concentraciones muy bajas al realizar las pruebas de calentamiento anteriormente descritas, las cuales son primordiales para diferenciarla de la clinoptilolita, ya que la primera presenta cambios en su estructura durante el calentamiento a 300 °C y la clinoptilolita permanece sin modificaciones en su estructura (TSCHERNICH, 1992). Debido a la baja concentración no fue posible su detección por MEB; sin embargo, es importante mencionar que cuando se presenta, se caracteriza por cristales en forma tabular cristalizados en huecos o dentro de cristales de otros minerales, por ejemplo clinoptilolita (BRECK, 1974).

Los minerales arcillosos, en particular la montmorillonita, ocurre en gran abundancia en el área, formando estratos potentes aún más grandes que los de la misma clinoptilolita. Por medio del MEB, se concluye que el origen de la montmorillonita se debe a la alteración del vidrio presente en las tobas durante épocas de quietud en el lago y con alta concentración de Mg.

El material silicio amorfo, por lo general, se presenta en forma de globulos de ópalo sobre la superficie del vidrio y, al parecer, son originados por la disolución del mismo. Generalmente se encuentra asociado a mordenita y a aquellos productos de la soluciones remanentes de las reacciones como calcedonia (MUMPTON, 1973).

De acuerdo a los resultados de los estudios realizados, se puede discutir más en detalle la litología de la secuencia vulcanosedimentaria, según las facies diagenéticas presentes como a continuación se indican:

- a) Facie representada por la toba fresca.
- b) Facie correspondiente a las zeolitas.
- c) Facie correspondiente a los minerales arcillosos.

#### a) Facie de la toba fresca

Con base en los diferentes resultados obtenidos, la presencia de ésta facie en el área de estudio se interpreta de la siguiente manera. Existieron tres eventos de emplazamiento de magmas en el área: El primero de ellos, inferimos, subyace a la secuencia vulcanosedimentaria y se manifiesta en forma de líticos en el miembro inferior de la secuencia, es decir estos líticos fueron incorporados y expulsados durante la primera etapa de vulcanismo que dio origen al miembro inferior de la secuencia. El segundo evento (paquete vulcanosedimentario), en su etapa inicial, expulso principalmente cenizas de composición litocristalina en la base, cambiante a vitrocristalina en la cima. El tercer evento, definido por el cambio composicional en la secuencia vulcanosedimentaria, consistió de un volumen considerable de cenizas, caracterizadas por una naturaleza evidentemente vítrea, las cuales nos definen el miembro superior de la secuencia.

La falta de análisis químicos nos impide manifestar de manera más precisas el porque la presencia de horizontes de tobas alteradas dentro de nuestra secuencia, sin embargo, gracias a la identificación de las distintas fases minerales me atrevo a mencionar de manera tentativa y en espera de resultados geoquímicos, que esta característica presente en campo de horizontes alterados, se debe a que la composición química de los fluidos percolantes actuando sobre las tobas durante su paso, era la indicada para llevar a cabo una alteración a zeolitas y arcillas.

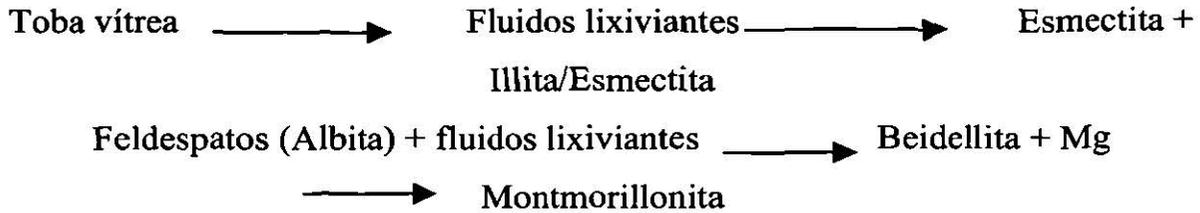
#### b) Facie de las zeolitas

Interpretamos que las tobas a partir de las cuales se originaron los horizontes de zeolitas y arcillas, fueron producto de las explosiones provocadas al entrar en contacto el magma con el agua del lago, sobre el cual serían depositadas posteriormente; en particular, las zeolitas y arcillas se presentan en las tobas correspondientes al miembro superior.

Esta facie se caracteriza principalmente por la presencia de clinoptilolita en forma de placas bien desarrolladas en tamaños de 2 hasta 5  $\mu\text{m}$ , en campo estas tobas zeolitizadas presentan una coloración verde.

### c) Facie de las arcillas

Esta facie se encuentra representada, principalmente, por el mineral arcilloso montmorillonita. Interpretamos que la montmorillonita se formó por la alteración (desvitrificación) de las tobas vítreas presentes en la secuencia vulcano-sedimentaria y, quizás, por la alteración de algunos feldespatos presente al interaccionar con los fluidos lixiviantes. Dentro de las reacciones posible para su formación están:



Sugerimos que la fuente probable del Mg, necesario para la formación de la montmorillonita, debió ser el complejo metamórfico Acatlán y Cuicatlán, al estar sometidos a procesos de lixiviación por fluidos que finalmente alcanzaron el paleolago. Lo anterior explicaría, también, la ocurrencia de horizontes de dolomita autigénica interestratificados entre la secuencia. Lo anterior fortalecería que las aguas que llegaban al antiguo lago, periódicamente, se saturaban de Mg proveniente de la lixiviación de rocas metamórficas continentales.

### **Modelo genético propuesto**

Los estudios realizados sugieren que soluciones acuosas estuvieron implicadas en los cambios diagenéticos de las tobas, lo anterior se ve reflejado por las variaciones mineralógicas en el campo. A grandes rasgos, los procesos implicados estuvieron caracterizados, en un principio, por la hidratación del vidrio, posteriormente por el desarrollo progresivo de soluciones alcalinas lixiviantes enriquecidas, probablemente, en Si, Al, Na y K, los cuales aumentaron en concentración mientras profundizaban dichas soluciones; lo anterior se refleja en el campo con horizontes alterados y otros inalterados.

En el campo no se puede definir claramente una relación de altura con los minerales zeolíticos. Es decir, la zeolitización sólo se llevaba a cabo cuando la composición de las

soluciones lixiviantes, penetrando en las tobas, alcanzaban la composición apropiada para la cristalización de las zeolitas.

A manera de conclusión, el estudio con las diferentes técnicas aplicadas demuestra que la toba fresca se alteró debido a cambios químicos propiciados por soluciones lixiviantes. Estas soluciones deben haber correspondido, en un principio, a aguas meteóricas percolantes, las cuales formaron parte importante en las conversiones diagenéticas del vidrio fresco. Lo anterior se pudo ver reflejado claramente en los cambios mineralógicos de arcillas a zeolitas presentes dentro de la secuencia vulcano-sedimentaria de San Juan Atzingo, Puebla.

Debido a que no se cuenta con análisis químicos se sugiere, según la mineralogía presente y con base en lo reportado por la literatura en ambientes similares a los del área de estudio, que los cambios químicos involucrados en el proceso diagenético, probablemente, consistieron en la remoción selectiva de elementos como: Si, Al, Na y K de la toba fresca, con el incremento en otros como: Fe, Ca y Mg. Este intercambio iónico ocasionaría vidrio lixiviado y soluciones lixiviantes, cuya concentración se incrementaba proporcionalmente con la profundidad. Lo anterior se puede representar por las reacciones mineralógicas siguientes, las cuales son en gran parte definidas tomando en base literatura consultada con características mineralógicas y de ambiente similares a las del área como Etna, Oaxaca (MUMPTON, 1973):

- vidrio fresco + aguas meteóricas → soluciones alcalinas
- vidrio fresco + soluciones alcalinas → soluciones alcalinas lixiviantes + vidrio lixiviado
- vidrio lixiviado → (Na, K, Ca) clinoptilolita + soluciones remanentes(calcedonia y ópalo)
- lixiviante alcalino → mordenita + soluciones remanentes

# **CAPÍTULO VIII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

De acuerdo a los resultados de campo y de laboratorio se concluye que el área de estudio se encuentra en la parte oeste de un graben de dimensiones regionales que delimita a la cuenca de Tehuacán, la cual es una prolongación al noroeste de la cañada Oaxaqueña; el límite este del graben corresponde a la falla Oaxaca y al oeste por la falla que cruza por San Juan Atzingo, ambas con rumbo preferencial noroeste-sureste.

El basamento del área de estudio lo forman rocas carbonadas de edad cretácica sobre las cuales, se infiere, sobreyace discordantemente un derrame de lavas de composición andesítico-basáltico, que contribuyeron importantemente con la fracción lítica del miembro inferior de la secuencia volcanosedimentaria. Esta secuencia volcanosedimentaria está constituida por las siguientes litologías: tobas litocristalinas a cristalolíticas en su base (miembro inferior) y vítreas en la parte superior (miembro superior), derrames de lavas andesíticas y basálticas que intrusionan a tobas; un conglomerado polimígtico, así como gravas y arenas discordantes sobre los derrames de lavas.

Por medio de las características litológicas, mineralógicas y de sedimentación se determinó que las rocas presentes en el área de estudio, se depositaron en lo que anteriormente fue un lago, el cual se formó después de la captura de agua en la depresión producto del graben; lo anterior se infiere por la presencia de horizontes delgados de carbonatos (dolomitas y caliza), sulfatos (yesos), así como arcillas (montmorillonita). Es importante mencionar que para la formación de montmorillonita es necesario que las aguas sean de baja energía, es decir poca circulación para que el ion Mg este disponible, de lo contrario en un ambiente de alta energía sería difícil disponer de él para llevar a cabo la cristalización de arcillas; se infiere que la fuente de Mg proviene de las rocas que constituyen el basamento regional (Complejo Acatlán). La presencia de sulfatos y carbonatos dentro de la secuencia se interpreta como producto de la disolución de rocas carbonatadas y sulfatadas de edad Cretácica, las cuales es común encontrarlas en los alrededores del área de estudio. Las características mineralógicas

presentes, aunado a la presencia de zeolitas (clinoptilolita), es típica de ambientes lacustres de aguas salinas y alcalinas en climas áridos y semiáridos.

Con base en los resultados de laboratorio se determinó que las tobas de composición vítrea del miembro superior de la secuencia, se encuentran alteradas a zeolitas (clinoptilolita) y arcillas (montmorillonita) producto de la alteración del vidrio en las tobas.

Los resultados de los análisis de adsorción *in vitro* e *in vivo* indican que las muestras de zeolitas SJA20, 23, 36, 39 y 42, así como las muestras de arcillas SJA08, 15, 27, 35 y 43 presentan capacidades de adsorción de micotoxinas de hasta 98%, las cuales son muy favorables para su aplicación en la industria avícola, especialmente en problemas causados por aflatoxinas G1 y B1.

Para un entendimiento mayor de la evolución geológica del área, así como de los minerales zeolíticos, se recomienda realizar análisis químicos de las tobas inalteradas y zeolitizadas para definir las composiciones de los fluidos involucrados en las reacciones diagenéticas que nos generaron las zeolitas y las arcillas en el área de estudio; de la misma manera se recomienda realizar análisis químicos a los derrames de lavas, así como determinaciones isotópicas útiles en la interpretación del origen de los magmas y fechamientos para determinar la edad del fallamiento y el emplazamiento de los magmas. De gran importancia sería el análisis de isótopos estables para determinar la proveniencia de los fluidos. Además, debe efectuarse una exploración detallada dentro de la fosa de Tehuacán con el objetivo de determinar más áreas con presencia de zeolitas y arcillas, las cuales podrían estar íntimamente relacionadas con lo observado en el presente trabajo, debido a que las dimensiones del paleolago parecen ser de escala regional como el mismo graben, el cual presenta una longitud de 150 km por 20 km en su sector más ancho.

Es importante realizar una estimación de las reservas del yacimiento para determinar la vida del mismo; también, es de gran importancia la búsqueda de otros usos de estos minerales en la industria.

# BIBLIOGRAFÍA

- ALZAGA-RUIZ, H. & PANO-ARCINIEGA, A., (1989).** Origen de la Formación Chivillas y presencia del Jurásico tardío en la región de Tehuacán, Puebla, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, Vol.21, Num.1 p. 5-15.
- AMES, L.L., (1967).** Zeolite removal of ammonium ions from agricultural waste-water. *Proc. 13<sup>th</sup> Pacific Northwest Industr. Waste Conf., Washington State Univ.,* p. 135-152.
- ASTM, (1993).** Power diffraction file, Joint Commitee on Power Diffraction Standards, Swarthmore, EEUU.
- BARRER, R.M., (1978).** Cation-exchange equilibria in zeolites and feldespathoids. *Bull. Soc. Franc. Mineral. Cristallogr.* 97, p. 89-100.
- BONET, M.F., (1969).** Microfacies Cretácicas de la región de Córdoba-Orizaba. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración Petrolera. Mesa redonda núm. 4, 24 p.
- BÖSE, E., (1899).** Geología de los alrededores de Orizaba con un perfil de la vertiente oriental de la mesa central de México. *Bol.* 13. Instituto de Geología de México, 52 p.
- BOSH, P. y SCHIFTER, I., (1988).** La zeolita una piedra que hierve. Fondo de Cultura Económica. *La Ciencia desde México/55.* 82 p.
- BRECK, D.W., (1974).** Zeolites molecular sieves. Structure, Chemistry, and Uses. J. Wiley, New York. 771 p.
- CAMPA-URANGA, M.F., CONEY, P.J., (1983).** Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.20, p. 1040-1051.
- CARRASCO, V.B.; FLORES, V. y GODOY, D., (1975).** Tobas del Cretácico inferior del área de Fortin-Zongolica, Edo. de Veracruz. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, vol. VII, núm. 4, p. 7-27.
- CARRASCO, V.B., (1978).** Estratigrafía de unas lavas almodilladas y rocas sedimentarias del Cretácico Inferior en Tehuacán, Pue. Nota técnica, *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, Vol. X, núm. 3, pp. 78-82.
- CHARLESTON, S., (1978).** Prospecto río Santo Domingo, Oax., Pemex, I.G.Z.P.R. 160, Reporte Interno Inédito
- CHEN, N.Y., (1987).** Catalysis. Elsevier. 5c Publ, 153 pp.

- CONEY, J.P., (1983).** Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. Rev. Inst. Mex. Petrol. Vol. XV, No. 1, p 6-15.
- CONSEJO DE RECURSOS MINERALES, (1995).** Monografía geológico-minera del Estado de Puebla. p. 1-42.
- CORRY, C.E., (1988).** "Laccoliths" mechanics of the emplacement and growth. Geological Society of America. Special Paper 220. p 1-110
- DE PABLO-GALÁN, L., (1986).** Geochemical in the alteration of Mioceno vitric tuffs to economic zeolite deposits, Oaxaca, México. Applied geochemistry. Vol. 1. p.273-285. Great Britain.
- DOMINÉ, D. y HAY, L., (1968).** Process for separating mixtures of gases by isothermal adsorption. Possibilities and application. Molecular sieves. Soc. Chem. Indus., p. 204-216.
- DOMÍNGUEZ-ESQUIVEL, J. M., (1995).** La ingeniería molecular de los nuevos materiales catalíticos microporosos. Ciencia . Vol. 46, p. 442-457.
- DOMINGUEZ, J.M. Y SHIFFTER, Y.,(1992):** Las arcillas, el barro noble. Serie Ciencia desde México, Fondo de Cultura Económica, México, D.F. 197 p.
- FISHER, K.F. y MEIER, W.M., (1965).** Kristallchemie der zeolithe. Fortschr. Mineral 42, p. 50-86.
- FLANIGEN, E.M., (1977).** Crystal structure and chemistry of natural zeolites In mineralogy and geology of natural zeolites (ed. F.A. MUMPTON). Reviews in Mineralogy, vol.4, Ch. 3, p 19-51. Mineralogical Society of America.
- FLEISHER, M. y MANDRINO, J.A., (1995).** Glossary of mineral species. Mineralogical Record Inc. Tucson.
- GARD, J.A., (1971).** The Electron-optical investigations of clay. Mineral Society of London, Londres, Inglaterra. 730 p.
- GOTTARDI, G., GALLI, E., (1985).** Natural zeolite. Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg. 409 p.
- GRAY, G.G., and JOHNSON, C.A., (1995).** Structural and tectonics evolution of the Sierra Madre Oriental, with emphasis on the Saltillo-Monterrey corridor, field guidebook prepared for field # 10, AAPG Annual Convention, Houston, Texas, 17 p.
- HAY, R.L., (1977).** Geology of zeolites in sedimentary rocks. In mineralogy and geology of natural zeolites (ed. F.A. MUMPTON). Reviews in Mineralogy, vol.4, Ch. 3, p 53-64. Mineralogical Society of America.

- HAY, R.L., (1978).** Geologic occurrence of zeolites. In Sand, L.B. y MUMPTON, F.A., Eds., Natural zeolites. Occurrence, Properties, Use, Pergamon Press, Elmsford, New York. p. 135- 143.
- INEGI, (1984):** Síntesis geográfica del estado de Puebla. SSP, México, D.F.170p
- LÓPEZ-RAMOS, E. , (1980).** Geología de México. Tomo II. 2a. p. 72-103.
- LUGO-HUBP, J., (1990).** El relieve de la República Mexicana. Rev. Inst. geol. UNAM, 9. p. 82-111.
- MENA, R.E., (1957).** Reporte técnico interno inédito. Pemex, México.
- MENA, R.E., (1962).** Geología y posibilidades petrolíferas del Jurásico marino en la región de Córdoba, Ver. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol. Vol. 14, núms. 3 y 4, p 77-84.
- MENESES-ROCHA, J.J., RODRIGUEZ-FIGUEROA, D., TORIZ-GAMA, J., BANDA-HERNÁNDEZ, J., HERNÁNDEZ-DE LA FUENTE, R. y VALDIVIESO-RAMOS, V., (1996).** Excursión geológica al cinturón plegado y cabalgado de Zongolica. AMGP-PEMEX Exploración-Producción.
- MOORE, D.M., y REYNOLD, C. Jr., (1989).** X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerlas. Oxford University Press, Oxford, Inglaterra. 332 p.
- MUMPTON, F.A., (1973).** First reported occurrences of zeolites in sedimentary rocks of México. Am. Minerl. 58. p. 287-290.
- MUMPTON, F. A., (1975).** Zeolitic tuffs in the vicinity of Oaxaca, México. International clay conference. México, UNAM. Instituto de geología; Association international pour L'Etude des argilles. p. 45-51.
- MUMPTON, F.A., (1977).** Utilization of natural zeolites. In mineralogy and geology of natural zeolites (ed. F.A. MUMPTON). Review in Mineralogy, vol. 4. Ch. 9, p. 177-204 Mineralogical Society of America.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., (1978).** Estratigrafía del complejo Acatlán en la mixteca baja, estados de Puebla y Oaxaca. Rev. Inst. Geol. UNAM, 2. p.112-131.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., MITRE-SALAZAR, L.M., ROLDAN-QUINTANA, J., ARANDA-GÓMEZ, J.J., MORÁN-ZENTENO, D.,ALANIS-ALVÁREZ, S.A. y NIETO-SAMANIEGO, A.F., (1992).** Texto explicativo de la quinta edición de la Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2 000 000. Instituto de Geología-UNAM, SEMIP, CRM.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SEDLOCK, R.L., and SPEED, R.C., (1994).** Phanerozoic tectonic evolution of México. In DNAG Continental-Ocean Transect Volume

Phanerozoic Evolution of North America continent-Ocean Transitions. Geological Society of America, USA, p. 265-306.

- ORTUÑO-ARZATE, S., XAVIER, J.P., DELFAUD, J., (1992).** Análisis tectono-estructural de la Cuenca de Zongolica a partir de imágenes de satélite Landsat MSS. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, Vol. 24, Núm. 1, p. 11-45.
- OSUNA, O., (1989).** Micotoxinas: problemas de salud pública, efectos en aves, métodos de análisis y nuevos tratamientos. Memorias ANECA, p. 69-81. México, D.F.
- PACHECO, C.G. y ORTIZ, A.U., (1983).** Estudio tectónico-estructural de Tehuacán-Córdoba. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-1161, Inédito.
- PANO-ARCINIEGA, A., (1973).** Estudio geológico de detalle estratigráfico de las áreas sierra de Chivillas, sierra de Miahuatepec, Los Reyes Metzontla, Puebla, y San Sebastián Fronteras, Oaxaca, del Prospecto Tehuacán, IGPR 107, Pemex, Inédito.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E., & SIEVER, R., (1987)** Sand and sandstone. Springer , New York, 553 p.
- PHILLIPS, T.D., (1987).** Novel approaches to detections and detoxification of micotoxins. Proceedings of Symposium on Recent Developments in the study of Mycotoxins. 1-11 p.
- PHILLIPS, T.D.; KUBENA, L.F. y HARVEY, R.B., (1992).** Adsorción selectiva de aflatoxinas por filosilicatos. College of Veterinary Medicine, Texas A&M. p.147-156.
- SANTAMARIA-OROZCO, D.M., (1988).** Evolución geológica de La Cuenca de Zongolica. en resúmenes de la 9ª Convención Geológica Nacional, México. 124 p.
- SCASSO, R.A. & LIMARINO, C.O., (1997).** Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Publicación especial de la asociación Argentina de Sedimentología. Buenos Aires Argentina. 258 p.
- SEDLOCK, R.L., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., and SPEED, R.C., (1993).** Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. special paper 278, Geological Society of America, USA. 153 p.
- SMITH, J.V., (1963).** Structural clasification of zeolites. Mineralogical Society of America, Special Paper 1, p. 281-290.
- TORIZ, J.G., (1982).** Estudio geológico de detalle estructural del prospecto Nogales; Pemex, Reporte interno inédito.
- TSCHERNICH, R. W., (1992).** Zeolites of the world. Ed. Geoscience Press, inc. 564 p. Arizona, U.S.A.

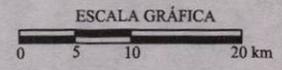
- VELAZQUEZ-VELASCO, J.C., (1998).** Análisis del plegamiento y la fracturación con la ayuda de la reconstrucción de paleoesfuerzos en una porción de la cuenca de Zongolica, Sierra Madre Oriental. Tesis profesional, UNAM, México, D.F., 141 p.
- VINIEGRA, O.F. y OLIVAS, M.R., (1956).** Notas sobre la geología de la cuenca de Veracruz; Pemex, reporte inédito.
- WELTON, A.R., (1984).** SEM petrology atlas. American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma, 74101, USA. 237 p.
- WEST, A.R., (1984).** Solid state chemistry and its applications. John Wiley and Sons. Manchester, UK. 734 p.



# LEYENDA

	ALUVIÓN		CRETÁCICO SUP.		FM. CAPOLUCAN
	CONGLOMERADOS, LUTITAS, YESOS, ARENISCAS Y CALIZAS		FM. GUZMANTLA		FM. TUXPANGUILLO
	ANDESITAS, BASALTOS Y BRECHAS VOLCÁNICAS		FM. TECAMALUCAN		FM. CHIVILLAS
	FORMACIONES VELASCO-CHICONTEPEC		FM. MALTRATA		FM. TAMAULIPAS INFERIOR
	FM. ATOYAC		FM. TAMAULIPAS SUPERIOR		FM. CHIVILLAS METAMÓRFICO
	FM. MÉNDEZ		FM. ORIZABA		FM. XONAMANCA
	ANTICLINAL RECOSTADO		FALLA LATERAL		FM. CHIVILLAS JURÁSICA
	RUMBO Y BUZAMIENTO		ANTICLINAL		CRETÁCICO INF.
	SINCLINAL RECOSTADO		SINCLINAL		FM. TEPEXILOTLA
	FALLA INVERSA		FALLA NORMAL		PALEOZOICO GRUPO ACATLÁN
<b>1</b>	FALLA ORIZABA				
<b>2</b>	FALLA TEHUIPANGO-HUÁTLA				

SECTOR A. ÁREA AL OESTE DE LA FALLA 2  
 SECTOR B. ÁREA LIMITADA POR LAS FALLAS 1 Y 2  
 SECTOR C. ÁREA AL ESTE DE LA FALLA 1 (ORIZABA)

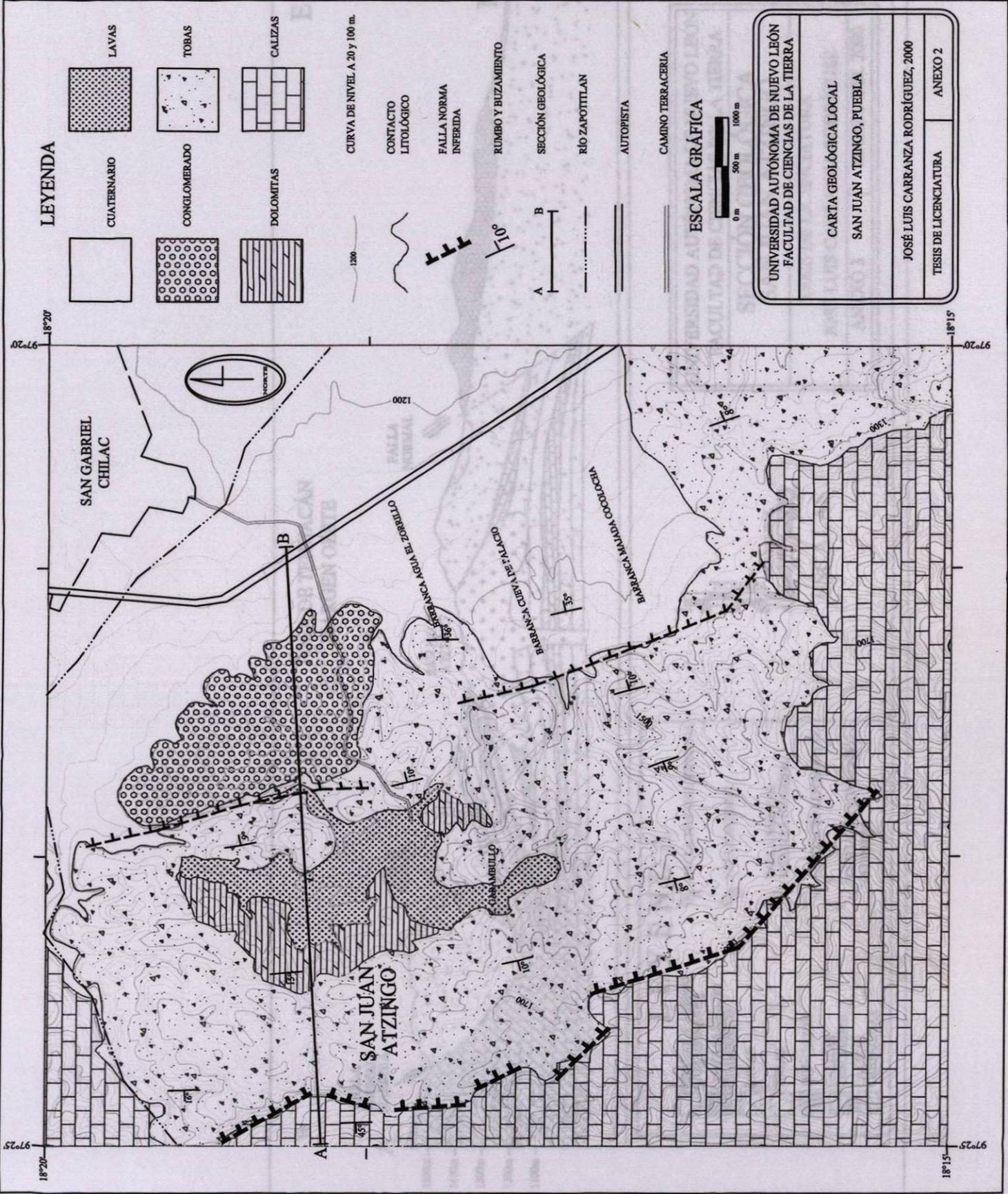


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN  
 FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

CARTA GEOLÓGICA REGIONAL DE LA  
 CUENCA DE ZONGOLICA  
 SIMPLIFICADA DE ORTUÑO-ARZATE, et al, (1992)

TESIS DE LICENCIATURA  
 CARRANZA RODRÍGUEZ, 2000

ANEXO 1



**LEYENDA**

-  CUATERNARIO
-  LAVAS
-  CONGLOMERADO
-  TOBAS
-  DOLOMITAS
-  CALIZAS

CURVA DE NIVEL A 20 y 100 m.

CONTACTO LITOLÓGICO

FALLA NORMA INFERIDA

RUMBO Y BUZAMIENTO

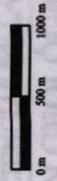
SECCIÓN GEOLÓGICA

RÍO ZAPOTITLAN

AUTOPISTA

CAMINO TERRACERIA

**ESCALA GRÁFICA**



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA	
CARTA GEOLÓGICA LOCAL SAN JUAN ATZINGO, PUEBLA	
JOSÉ LUIS CARRANZA RODRÍGUEZ, 2000	ANEXO 2
TESIS DE LICENCIATURA	

SAN GABRIEL CHILAC

SAN JUAN ATZINGO

BARANCA CERRA REVALICO

BARANCA MALDA COCOTECO

OTITREB EL VADO EL ZERILCO

CARRANBULLO

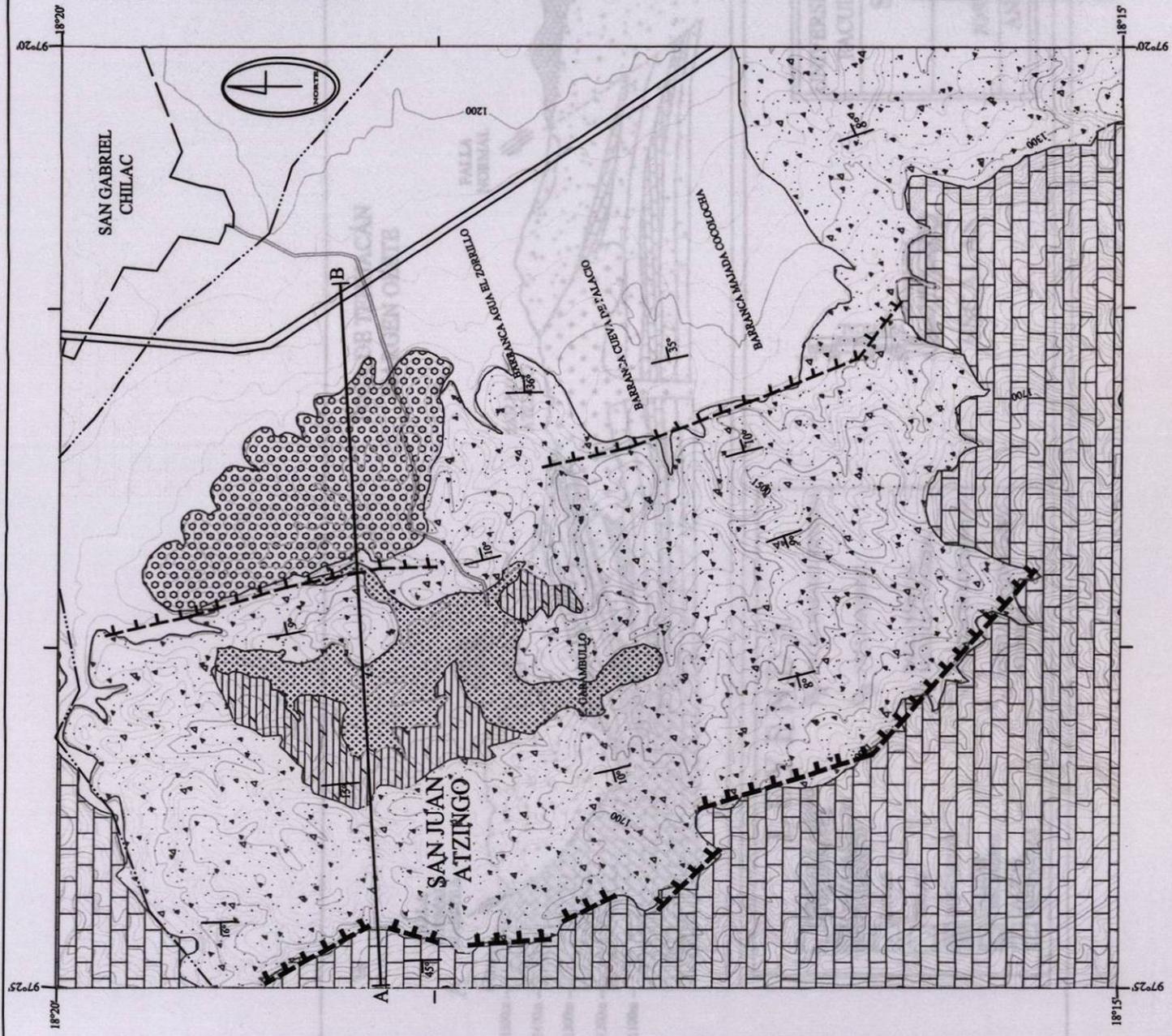


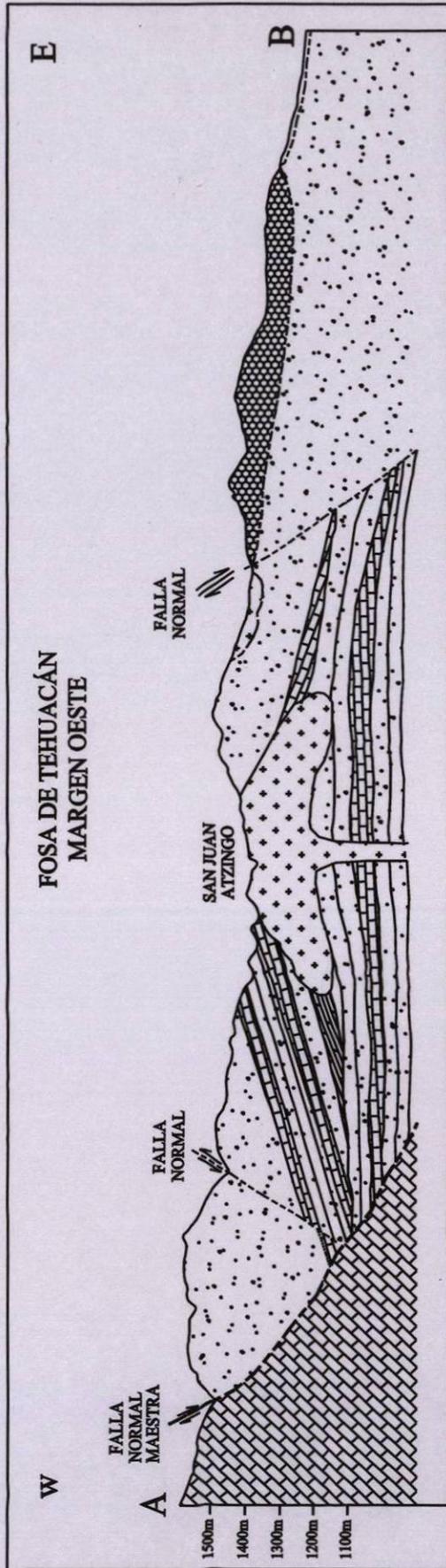
A

B

A

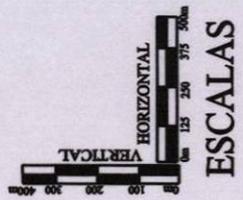
B





**LEYENDA**

	GRAVAS Y ARENAS (CUATERNARIO)		FALLA NORMAL INFERIDA
	CONGLOMERADO POLIMÍCTICO		FALLA NORMAL
	LAVAS		FALLA NORMAL MAESTRA INFERIDA
	TOBAS		CONTACTO LITOLÓGICO
	DOLOMITAS		CONTACTO LITOLÓGICO INFERIDO
	CALIZAS TERCARIAS		
	CALIZAS CRETÁCEAS		



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

**SECCIÓN GEOLÓGICA  
SAN JUAN ATZINGO**

TESIS DE LICENCIATURA  
JOSÉ LUIS CARRANZA RODRÍGUEZ

ANEXO 3      MARZO DEL 2000

