



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS

MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO



**ESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DEL VALLE DE
IXMIQUILPAN-ACTOPAN, HIDALGO**

TESIS

Para obtener el grado de

MAESTRO EN
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

PRESENTA

RENE HERNÁNDEZ OLIVARES

Directora de Tesis: Doctora en Ciencias Geológicas. Isabel Israde Alcántara.

Morelia, Michoacán; Agosto del 2014



Nadie me dijo que naufragar en este océano fuera muy costoso, mi viaje ha sido ir de una isla a otra y no veo el final; ahora me encuentro en esta isla pero ha llegado la hora de zarpar, admito que tengo miedo; solo ruego que mi barca y remo no me los arrebatase la tormenta, confió que el sol me guíe en mi camino y me sobren fuerzas para encontrar tierra firme...gracias SSAN, gracias madre, gracias padre, gracias hermanos, gracias Dra. Isabel; solo me queda dedicarles esta tesis por su enorme apoyo.

Mil gracias. Rene Hernández Olivares.

AGRADECIMIENTOS

A mí querida Nicolaita mil gracias...

-Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada por dos años, durante mi estancia en la Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio.

-A la Coordinación General de Estudios de Posgrado (UMSNH) por la beca otorgada en mi último semestre de maestría.

-A las autoridades municipales y locales de los municipios de Ixmiquilpan, San Salvador y Actopan, Hidalgo, por otorgarme los permisos para iniciar con este estudio; a los señores Alejandro Pérez Cruz, Juan y Pánfilo Zamora por permitirme muestrear los afloramientos ubicados en sus predios y por el molar fósil analizado en este estudio.

Quiero hacer un reconocimiento a todo el personal académico que me apoyo con coasesoría, material y equipo de laboratorio de las siguientes instituciones:

***Instituto de Geofísica, departamento de vulcanología, unidad Morelia. UNAM**

-Dr. José Luis Macías, por apoyarme con su equipo y material de laboratorio, por el envío de la muestra para fechar, además de contactarme con sus integrantes de trabajo para las coasesorías y revisión de tesis.

-Mc. Felipe García Tenorio, por su coasesoría en la petrografía, mineralogía, granulometría y revisión de tesis.

-Dr. Giovanni Sosa Ceballos, por su coasesoría en la petrografía, mineralogía, interpretación de los análisis geoquímicos (EDS) y revisión de tesis.

-Geóg Guillermo Cisneros Máximo, por su coasesoría en la elaboración de la cartografía

-Mc. Irma Fabiola Mendiola López, por su apoyo en la granulometría y las escalas granulométricas agregadas en el Anexo II.

-Mc. Dennis Avellan, por su apoyo en la granulometría y la identificación de minerales de las secciones pulidas.

-Ing. Gabriela Reyes Agustín, por su apoyo en la mineralogía e identificación de minerales.

*** Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES), unidad Morelia. UNAM**

-Dra. María del Sol Hernández, por su apoyo en el uso del microscopio estereoscópico e identificación de minerales.

-Mc. Neftalí Razo Pérez, por su apoyo en la preservación de diatomeas.

***Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICMyL), unidad Mazatlán. UNAM.**

-Dra. Ana Carolina Ruiz Fernández y Dr. Joan Albert Sánchez Cabeza, por su invitación y apoyo durante la estancia de Fluorescencia de Rayos X.

***Instituto de Geología, Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, DF. UNAM**

-Dr. Rufino Lozano Santa Cruz, por los análisis y comentarios para la interpretación en el análisis de la Fluorescencia de Rayos X.

***Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Centro de Investigaciones Biológicas. UAEH**

-Dr. Víctor Manuel Bravo Cuevas, por sus comentarios sobre la paleontología y las edades del área de estudio.

***Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.**

-Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy, por su asesoría en la geología del área de estudio y revisión de tesis.

-Dr. Pedro Corona Chávez, por su apoyo en el pulido de secciones delgadas y uso del microscopio petrográfico para la toma de imágenes.

-Dr. Miguel Morales Gámez, por su apoyo en la la revisión.

-Dra. María Alcalá de Jesús por la revisión de tesis.

Sobre todo a la Dra. Isabel Israde Alcántara por su asesoría en todo el trabajo de tesis y hacer posible que me relacionara con todos los investigadores anteriormente mencionados, además, por su admirable paciencia, comprensión y motivación durante mi estancia en la maestría.

También quiero agradecer a los institutos que me apoyaron con material bibliográfico:

***Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.**

-Dr. José Manuel Grajales Nishimura, por otorgarme el artículo Geología del suroeste del Estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México, que se encontraba como inédito.

-Instituto de Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), por los datos vectoriales y cartas topográficas.

-Centro de Investigación en Geografía Ambiental (CIGA), unidad Morelia, UNAM; principalmente al personal bibliotecario por apoyarme con parte de la literatura.

*También agradezco a los que me invitaron a trabajar con sus alumnos.

-Biol. Juan Carlos Estrada Sarmiento. Escuela Secundaria Técnica No. 10 (Acambay. Edo. Mex.)

-Mc. Sócrates Figueroa (Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro)

También quiero agradecer a los que me apoyaron moralmente y me brindaron su gran amistad

-Nahúm, Juan Carlos, Pedro, Fabián, Marco Aurelio, Erika, Cecilia, Diana, Ma. Magdalena, Dulce y Don Sergio.

Gracias. Rene Hernández Olivares.



ÍNDICE

CONTENIDO	Pág.
RESUMEN	x
ABSTRACT	xi
1. INTRODUCCIÓN	13
CAPÍTULO I. GENERALIDADES.....	14
I.1. ANTECEDENTES	14
I.1.1 SIERRA MADRE ORIENTAL	14
I.1.1.1 GOLFO DE MÉXICO	15
I.1.1.2 OROGENIA LARAMIDE	15
I.1.2 CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO	16
I.1.3 ESTUDIOS PALEOAMBIENTALES DEL CENTRO-ORIENTE DE MÉXICO.....	16
I.1.4 PALEONTOLOGÍA	17
I.1.5 HISTORIA DEL ARTE	18
I.2 OBJETIVOS	20
I.2.1 OBJETIVO GENERAL	20
I.2.2 OBJETIVOS PARTICULARES	20
I.3 HIPOTESIS	20
I.4 JUSTIFICACIÓN	20
I.5 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	21
I.6 GEOMORFOLOGÍA	21
a) VALLE DE IXMIQUILPAN	22
b) VALLE DE ACTOPAN	22
I.7 VULCANISMO	24
I.8 MARCO GEOLÓGICO	26
I.8.1 MESOZOICO	27
I.8.1.1 FORMACIÓN EL ABRA	27
I.8.1.2 FORMACIÓN EL DOCTOR	27
I.8.1.3 FORMACIÓN SOYATAL	27
I.8.1.4 FORMACIÓN MEZCALA.....	28

I.8.2 CENOZOICO	28
I.8.2.1 FORMACIÓN EL MORRO Y LAS ESPINAS.....	28
I.8.2.2 GRUPO PACHUCA	29
I.8.2.3 FORMACIÓN TARANGO	29
I.8.2.4 DEPÓSITOS DEL CUATERNARIO	30
I.9 DESCRIPCIÓN DEL AREA DE ESTUDIO.....	31
I.9.1 CLIMA	31
I.9.2 EDAFOLOGÍA	32
I.9.3 HIDROGRAFÍA	32
I.9.4 VEGETACIÓN	34
CAPÍTULO II. METODOLOGÍA	35
II.1 TRABAJO DE GABINETE	35
II.2 TRABAJO DE CAMPO	36
II.2.1 MUESTREO	36
II.3 TRABAJO DE LABORATORIO	36
II.3.1 OBSERVACIÓN PREVIA DE MUESTRAS	36
II.3.2 ANÁLISIS DE DIATOMEAS	36
II.3.3 ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO.....	37
II.3.4 ANÁLISIS PETROGRÁFICO	38
II.3.5 GEOQUÍMICA.....	38
II.3.5.1 ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX).....	38
II.3.5.2 ANÁLISIS DE FLUORESCENCIA DE RAYOS X (FRX)	38
II.3.5.3. ANÁLISIS MEDIANTE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM)	39
CAPÍTULO III. RESULTADOS	40
III. 1 ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA.....	40
III. 1.1 VALLE DE IXMIQUILPAN	40
III.1.1.1 EL ORO.....	40
III. 1.2 VALLE DE ACTOPAN.....	42
III.1.2.1 JULIÁN VILLAGRÁN.....	42
III.1.2.2 CERRITOS.....	44

III.1.2.3 LAGUNILLA	46
a) LAGUNILLA I.....	46
b) LAGUNILLA II	48
c) LAGUNILLA III	49
d) LAGUNILLA IV	50
III.1.2.4 DEXTHO.....	53
III.1.2.5 LA PEÑA	55
a) LA PEÑA I	55
b) LA PEÑA II.....	56
III.2 COLUMNA TIPO	59
III.3 ANÁLISIS DE DIATOMEAS	62
III.3.1 TAXONOMÍA DE DIATOMEAS.....	64
III. 4 GRANULOMETRÍA, COMPONENTES Y MORFOLOGÍA DE MINERALES .	68
a) VALLE DE IXMIQUILPAN	69
b) VALLE DE ACTOPAN.....	70
III. 4.1 COMPONENTES MINERALES.....	75
a) VALLE DE IXMIQUILPAN	75
b) VALLE DE ACTOPAN.....	78
III. 4.2 MORFOLOGÍA Y ANÁLISIS MEDIANTE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM).	84
III. 5 PETROGRAFÍA	86
III.6. GEOQUÍMICA.....	89
III.6.1 DIFRACCIÓN DE RAYOS X, MORFOLOGÍA Y MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO DE ARCILLAS	89
III. 6.1.1 DIFRACCION DE RAYOS X DEL MOLAR FÓSIL.....	96
III.6.2 FLUORESCENCIA DE RAYOS X.....	97
CAPITULO IV. DISCUSIÓN	100
IV.1 PALEOGEOGRAFÍA	100
IV.2 CORRELACIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA CUENCA IXMIQUILPAN- ACTOPAN CON LAS CUENCAS DE ACAMBAY Y SANTA MARÍA AMAJAC ..	107
CAPITULO V. CONCLUSIONES	111
RECOMENDACIONES	112

LITERATURA CITADA.....	113
ANEXOS.	126

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación de los sitios de muestreo y coordenadas de los afloramientos de la zona de estudio.....	21
Figura 2. Principales geoformas del Valle Ixmiquilpan-Actopan, los pies de monte y las planicies son los más extensos en la zona.	24
Figura 3. Geología general del Valle Ixmiquilpan-Actopan, su formación comienza en el Mesozoico y continúa hasta el presente. Tomado del SGM de las cartas geológicas Tasquillo, Metztlán, Ixmiquilpan, Actopan, Mixquiahuala y Pachuca, escala 1:50 000. ..	31
Figura 4. Cuencas hidrográficas de Ixmiquilpan y Actopan, sus principales afluentes son el Río Tula y Chicavasco-Actopan, pertenecen a la cuenca del Panuco y a la subcuenca del río Moctezuma.	34
Figura 5. Diagrama de flujo que representa la secuencia del trabajo de investigación.....	35
Figura 6. a) Esquema de la columna del Oro en el Valle de Ixmiquilpan se caracteriza por presentar una estratificación heterogénea. b) Canal de relleno con una lenticulación y laminación ondular continua. c) Laminación paralela continua típica de los estratos superiores, estos depósitos se componen de pómez.	41
Figura 7. a) Sedimentación de J. Villagrán, sus estratos se disponen en una estratificación cíclica, b) Caliche que corona la cima de la columna J. Villagrán. c) Horizontes del paleosuelo del séptimo depósito. d) Cutanes de los paleosuelos.....	43
Figura 8. a) Columna de Cerritos, los depósitos de arcillas se interdigitan con las arenas. b) La primera imagen contiene fragmentos óseos. c) Laminación paralela continua agrupada en sets.	45
Figura 9. a) La sucesión sedimentaria de este sitio se agrupa en cinco unidades de diferentes ambientes. b) Afloramiento de la columna Lagunilla I, la base destaca por presentar depósitos de arcillas con fracturas en Zigzag como posibles grietas de desecación. c) Lámina de diatomita de 1mm de espesor sobreyacido por arenas volcánicas. d) Depósito de caliche que corona la secuencia sedimentaria, mantiene semejanza con el caliché de J. Villagrán.	47
Figura 10. a) Columna con depósitos de arcillas en la base y epiclástitas hacia la cima, corresponde a una unidad cenagosa y vulcanoclástica. b) Sedimentación de la unidad vulcanoclástica. c) Cristales de biotita en muestra de mano.	49
Figura 11. a) Columna de Lagunilla III, se desarrollo en un ambiente cenagosos con entradas fluviales de pequeños canales de facies arenosas. b) Las arcillas de la base se disponen en bloques y se encuentra en contacto transicional con la arcilla sobreyacente. c) La cima presenta pequeños canales fluviales de baja energía.	50
Figura 12. Columna de Lagunilla IV, la primera unidad corresponde a un sistema fluvial (base) y hacia la cima un sistema cenagoso.	52
Figura 13. Depósitos fluviales de la base de la columna, se observa la zona distal con megaripples de 60 cm de largo, con límites de superficie en coset, en la parte distal las estructuras corresponden a rizaduras y se interdigita con limos; en esta zona proximal se registró un molar fósil.	53

Figura 14. Depósitos fluviales alternados con depósitos de planicies de inundación, los fluviales de la base presenta estructuras en laminación ondular continua, lenticulaciones, rizaduras y flaser, las convolutas se encuentran en el penúltimo depósito.....	53
Figura 15. a) Imagen de la columna Dextho, se conforma de cuatro unidades cuya deposición es de un ambiente cenagoso, vulcanoclastico, fluvial y caliche. b) unidad vulcanoclástica con laminación paralela continua. c) láminas de oxidación y porosidades secundarias.....	54
Figura 16. a) y b). Columna del sitio La Peña con un paleocanal en la cima cubierta por suelo. c) Lámina de carbonato que cubre al depósito de la base, los agregados de estos depósitos son bloques angulares.....	55
Figura 17. a) y b) Columna de La Peña II, contiene láminas de carbonatos y un nivel de oxidación entre el contacto de arcillas y el depósito de detritos.	56
Figura 18. Correlación estratigráfica de las columnas del Valle de Ixmiquilpan y Actopan en dirección SE-NO.....	58
Figura 19. Esta columna tipo representa la sedimentación a nivel regional, además, se agrupan las columnas del Oro y J. Villagrán y se distinguen los diferentes tipos de ambientes.....	61
Figura 20. Ejemplo de diatomeas presentes en los sedimentos de facies cenagosas, la primera corresponde a <i>Rhopalodia gibba</i> , la segunda a <i>R. gibberula</i> y la tercera a <i>Ulnaria ulna</i>	64
Figura 21. Parámetros estadísticos de los eventos fluviales del Valle de Ixmiquilpan y su relación con el tipo de carga que mantenían los fluviales de la segunda unidad, también son evidentes los tipos eventos de mayor y menor precipitación.	70
Figura 22. Granulometría de la columna Lagunilla IV con sus parámetros estadístico, generalmente las pséfitas se asocian a periodos de alta precipitación y las psamitas a periodos de baja precipitación.	72
Figura 23. Correlación granulométrica de las columnas Lagunilla I, II y Dextho; los depósitos vulcanoclásticos adquirieron una pobre selección, se observa que la columna Dextho presenta una mayor entrada de energía y disminuye hacia las columnas de Lagunilla II y I lo que contribuyó a la pobre selección en las partículas, en cambio, los depósitos fluviales se mantienen constantes.....	74
Figura 24. Minerales que se encuentran principalmente en los sedimentos de los valles de Ixmiquilpan y Actopan, los círculos que encierran a los vidrios de la figura f presentan bordes aserrados.	75
Figura 25. Minerales presentes en la columna el Oro en el valle de Ixmiquilpan, el vidrio volcánico es el más dominante sobre los otros minerales y existe la ausencia de minerales mayores.....	77
Figura 26. Conteo de puntos en porcentajes de la columna Lagunilla IV, los minerales mayores muestran mayor porcentaje respecto a los minerales pesados.	80
Figura 27. En esta columna el contenido de minerales primarios comienza a partir de la unidad vulcanoclástica hacia la cima.....	83

Figura 28. En esta columna los minerales se encuentran en los niveles arcillosos como los fluviales.	83
Figura 29. a) Muestra general del vidrio volcánico inferior a 200 micras y se encuentran aglutinados. b) Vidrio vesicular se observan las vesículas elongadas. c) Vidrio shard con bordes angulosos.	84
Figura 30. a), b) y c) Minerales alterados por disolución química, se encuentran cubiertos por costras de sílice y su morfología en placas puede pertenecer a micas.	85
Figura 31. a) Mineral redondeado por meteorización mecánica. b) mineral alterado por meteorización mecánica y química. c) mineral con globulos de sílice causado po disolución química.	85
Figura 32. Minerales de los sedimentos reportados para las secciones delgadas de los depósitos fluviales. a) lítico de pomez. b) cuarzos. c) hornblenda. d) lítico de textura porfídica inequigranular. e) lítico de textura pilotaxítica.	86
Figura 33. Minerales observados en secciones delgadas a partir de los ambientes cenagosos. a) El ortopiroxeno presenta inclusiones de clinopiroxeno. b) Las plagioclasas zoneadas se encuentran en todas las secciones. c) Ortopiroxeno con bordes reabsobidos se observo en los depósitos vulcanoclásticos. d) Hornblenda con bordes de reacción.	87
Figura 34. a) Lítico con estructura traquítica. b) Estructura porfídica. c) Mineral de calcita reportado para un nivel cenagoso de la cima de lagunilla I. d) El mineral verde puede pertenecer a un ferromagnesiano de La Peña I. e) Zeolita.	88
Figura 35. Diagrama de DRX para el nivel siete de la columna el Oro, donde solo se observan aluminosilicatos y óxidos de aluminio.	90
Figura 36. Curva que presentan las planicies de inundación, solo es notable la albita y montmorillonita.	90
Figura 37. a) Limos del caliche de J. Villagrán, la calcita ha cubierto a los limos que también han adquirido una morfología subredondeada; b) Se observan altas concentraciones de calcio. El cobre aparece al metalizar la muestra.	91
Figura 38. a) Abundancia de haloisita respecto a los otros minerales. b) Presencia de fósforo, además de altos contenidos de Al, Ca, K y Fe.	92
Figura 39. El mineral dominante en este diagrama es la albita, existe la presencia de cristobalita, además de hidróxidos de aluminio y montmorillonita.	93
Figura 40. Diagrama del nivel índice, se observa la albita como mineral dominante, existe hematita y montmorillonoita, minerales indicadores de condiciones secas.	94
Figura 41. a) Cutan formado en una montmorillonita. b) Mapa de óxidos del nivel oxidado de La Peña II. c) Altas concentraciones de hierro y manganeso del cutan de la figura a.	95
Figura 42. a) El molar fósil se observa en la parte distal del canal (abajo), en la parte superior se observa el molar con alto grado de alteración pero se alcanzan a percibir las cúspides bien formadas, b) el difractograma tiene al hidroxiapatito como el único mineral en la muestra.	96
Figura 43. Contenido de elementos <i>proxies</i> en las columnas analizadas en los valles de Ixmiquilpan-Actopan, el aluminio y el hierro se encuentran en mayor abundancia.	99

Figura 44. Valle de Actopan durante Plioceno temprano.....	101
Figura 45. Gráficos que representan las cuatro etapas del ambiente cenagoso. a) Transición fluvial-cenagosa. b) Cenagosos-vulcanoclástico. c) Supralitoral. d) Lacustre.....	103
Figura 46. Etapas de la secuencia sedimentaria en la cuenca, la cima corresponde al episodio vulcanoclástico donde se infiere una edad de Rancholabreano.	104
Figura 47. Diagramas de los últimos episodios en la cuenca. a) Episodio fluvial. b) Caliche.	105
Figura 48. Zonas donde se han realizado estudios de la Formación Tarango.	105
Figura 49. a) Cuenca de México durante el Pleistoceno temprano. b) cuenca de México durante el Pleistoceno tardío. En las imágenes se observa que la formación Tarango no mantiene una conexión con la cuenca de Ixmiquilpan y Actopan. Según Mooser. 1963, tomado en Díaz-Rodríguez. 2006.	106
Figura 50. Correlación paleoambiental de las cuencas de Acambay, Ixmiquilpan-Actopan y Santa María Amajac en los periodos Plioceno temprano-Holoceno. SMA. Santa María Amajac. RLB. Rancholabreano, MLT. Mesolítico, NLT. Neolítico, Vulc. Vulcanismo, Tec. Tectonismo, Clim. Climático: Hum. Húmedas, Se. Secos.	110
Figura 51. Escala cuantitativa de la selección de partículas mediante desviación estándar (Folk. 1952), modificada por Compton (1962).	137
Figura 52. Panorama actual del valle de Actopan, el relieve ha presentado una evolución extensa, actualmente los aluviones conforman los piamontes.	149

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Contenido de óxidos en los sedimentos analizados, lo que impide conocer la concentración del elemento <i>proxie</i>	97
Cuadro 2. Desviación estándar calculada para las columnas los sitios muestreados, lo que permite conocer de manera general el contenido del elemento <i>proxie</i>	98
Cuadro 3. Clasificación de facies para la interpretación de estructuras primarias de ambientes fluviales. Miall. 1995.	132
Cuadro 4. Clasificación de elementos arquitecturales en depósitos fluviales, Miall. 1996, tomado de Puy. 2006.	133
Cuadro 5. Escalas granulométricas para cada tipo de partícula.	135
Cuadro 6. Escala de curtosis utilizada en la medida comparativa entre la selección en el centro de la distribución y en los extremos de las colas.	137
Cuadro 7. Distribución respecto a la moda y la mediana, las partículas finas son asimétricamente positivas y las partículas medianas con tendencia a partículas gruesas. .	137
Cuadro 8. Parámetros estadísticos de la granulometría expresados en números de la columna del Oro en Ixmiquilpan y Lagunilla I en Actopan.	138
Cuadro 9. Parámetros estadísticos de los datos granulométricos de las columnas lagunilla IV y Dextho.	139
Cuadro 10. Parámetros estadísticos de los datos granulométricos de las columnas Lagunilla II y la Peña I.	140
Cuadro 11. Cantidad de minerales de la columna el Oro en Ixmiquilpan expresados en porcentajes de un mínimo de 500 puntos para todas las muestras.	141
Cuadro 12. Porcentaje de minerales obtenidos del conteo de puntos para la columna Lagunilla I en Actopan.	142
Cuadro 13. Porcentaje de minerales obtenidos del conteo de puntos para la columna Lagunilla II en Actopan.	143
Cuadro 14. Porcentaje de minerales obtenidos del conteo de puntos para la columna Lagunilla IV en Actopan.	144
Cuadro 15. Porcentaje de minerales obtenidos del conteo de puntos para la columna Dextho en Actopan.	145
Cuadro 16. Porcentaje de minerales obtenidos del conteo de puntos para la columna La Peña I.	146
Cuadro 17. Contenido de elementos <i>proxie</i> en las muestras reportadas como óxidos de la columna el Oro, obtenidos a partir de la fórmula estequiométrica.	147
Cuadro 18. Contenido de elementos <i>proxies</i> de las muestras de la columna J. Villagrán por medio del análisis FRX.	147
Cuadro 19. Contenido de elementos <i>proxies</i> de las muestras de la columna Lagunilla I por medio del análisis FRX.	148
Cuadro 20. Contenido de elementos <i>proxies</i> de las muestras de la columna Lagunilla IV por medio del analisis FRX.	148

RESUMEN

Los valles Ixmiquilpan-Actopan presentan una evolución del Cretácico temprano hasta el periodo actual. Los depósitos fluviales y aluviales estudiados en este trabajo tienen una edad del Plioceno y anteriormente eran asignadas a la Formación Tarango, sin embargo, este estudio detalla la secuencia sedimentaria en el valle de Ixmiquilpan en el sitio conocido como el Oro, mientras que en Actopan se estudiaron los sitios de Julián Villagrán, Lagunilla, Dextho y La Peña.

De acuerdo a los estudios de sedimentología, estratigrafía, granulometría, análisis de diatomeas, petrografía y geoquímica se han observado dos eventos masivos que son “Los fluviales Pliocénicos del Mezquital” y “Las ciénegas Pleistocénicas de Lagunilla”, concluyendo que la formación Tarango aún no está bien estudiada.

Los fluviales Pliocénicos del Mezquital contribuyeron al relleno de las cuencas de Ixmiquilpan y Actopan, manteniendo periodos de transgresión y regresión; durante los periodos de regresión se originaron planicies de inundación y el caliche expuesto en las terrazas fluviales del J. Villagrán. En las fases transgresivas existía un aumento de energía en los canales transportando material clástico erosionado de las formaciones volcánicas circundantes.

En la zona proximal se encontraron molares que aún se desconoce la especie (pterodactila y/o cervidae) pero pertenecen a mamíferos terrestres del Blancano. Estos eventos fluviales del Mezquital se correlacionan con los eventos de transgresión de las cuencas lacustres de Acambay y Santa María Amajac.

Las ciénegas Pleistocénicas de Lagunilla presentaron episodios de ciénega, vulcanoclástico y fluvial. El sistema cenagoso evoluciona en etapas como fluvial-cenagosos, cenagoso-vulcanoclástico, supralitoral y lacustre. Las etapas cenagosas están indicadas por *Cocconeis placentula* y *Rhopalodia gibba*, la etapa supralitoral está sugerida por magnetita y altas concentraciones de Aluminio; la etapa lacustre fue de un corto periodo y predominó *Aulacoseira distans*.

Este episodio cenagoso fue colmatado por el episodio vulcanoclástico el cual se le asigna una edad a Rancholabreano, durante este episodio los aportes volcánicos de caída aérea fueron removilizados por corrientes de baja energía redepositándolos en laminación paralela continua, este episodio se correlaciona con la columna del Oro en el Valle de Ixmiquilpan. Aún se desconoce la fuente de los productos volcánicos que caracterizan al episodio cenagoso y vulcanoclástico. Continuando con la secuencia evolutiva de nuestras cuencas el sistema vulcanoclástico es precedido por un sistema fluvial de baja energía compuesto por psamitas que fueron sepultados por el caliche que se extiende por casi toda la cuenca de Actopan.

Palabras clave. Plioceno, Pleistoceno, Lagunilla, Mezquital.

ABSTRACT

The Ixmiquilpan-Actopan valleys present an evolution of the early Cretaceous to the Present. The fluvial and alluvial deposits studied in this work are Pliocene and were previously assigned to the Formación Tarango, however, this study details the sedimentary sequence in the Ixmiquilpan valley on the El Oro site, while Actopan studied Julian Villagran, Lagunilla, Dextho and La Peña sites.

According to studies of sedimentology, stratigraphy, granulometric analysis, diatom analysis, petrography and geochemistry were observed two massive events that are "The Mezquital Pliocene fluvial" and "The Lagunilla Pleistocene swamp", concluding that Formación Tarango is not complete.

The Mezquital Pliocene fluvial contributed to the filling of Ixmiquilpan and Actopan basins, maintaining periods of transgression and regression; during the regressive period was originated plains flood then the caliche was exposed on the fluvial terraces of Julian Villagran. The transgressive phase there is an increase in energy channels transporting clastic material eroded around of the volcanic formations.

In the proximal zones was found molars the species is still unknown (pterodactyla and / or Cervidae), but belong to the Blancan land mammal found. These events Mezquital fluvial correlate with transgressive events lacustrine Acambay and Santa Maria Amajac basins.

The Lagunilla Pleistocene swamp consists of swamp, fluvial, vulcanoclastic episodes. The swamp system evolved in stages a fluvial-swamp, swamp-vulcanoclastic, supralittoral and lacustrine. The swamp stages are indicated by *Cocconeis placentula*, *Rhopalodia gibba*, the supralittoral stage is suggested by high concentrations of magnetite and aluminum and the lacustrine stage was a short period and predominance *Aulacoseira distans*.

This swamp episode was end by vulcanoclastic episode from Rancholabreano age, during this episode of volcanic contributions aerial fall were remobilized by low energy, and depositing in continuous lamination parallel, the vulcanoclastics episode correlate column El Oro, in the Ixmiquilpan valley. The source of the volcanic products that characterize the swamp and vulcanoclastic episode is unknown. The evolutionary sequence of our basin vulcanoclastic system was reduced to a low energy fluvial system composed psammites and give place to the caliche that extends across most on the Actopan basin.

Keywords. Pliocene, Pleistocene, Lagunilla, Mezquital.

1. INTRODUCCIÓN

El valle de Ixmiquilpan-Actopan presenta un basamento constituido por depósitos calcáreos pertenecientes a las formaciones el Abra, Doctor, Mezcala y Soyatal. Estas formaciones fueron deformadas por los eventos Laramídicos que originaron la Sierra Madre Oriental en el Cretácico-Paleógeno. En el Oligoceno hasta la transición Pleistoceno-Holoceno las secuencias plegadas en el área fueron cubiertas por los productos volcánicos del Cinturón Volcánico Transmexicano. Finalmente del Plioceno tardío al Cuaternario se emplazaron los depósitos fluviolacustres y aluviales rellenando la cuenca.

Otro evento en este sector que comprende nuestros sitios de estudio es la formación Tarango reportada como un depósito masivo de material clástico que conforma los piamontes de la zona y alcanza a cubrir la mitad del territorio hidalguense durante el Plioceno tardío (Fries, 1962; Bravo-Cuevas, 2002).

Actualmente la zona cuenta con investigaciones como son: vulcanológicas (Geyne *et al.*, 1963; Milán *et al.*, 1993; Silva-Mora y Córdoba, 1996; Silva-Mora, 1997, Aguirre-Díaz *et al.*, 1997, Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009), paleontológicas (Castillo-Cerón *et al.*, 1997; Priego-Vargas y Bravo-Cuevas, 2007; Bravo-Cuevas *et al.*, 2007, 2009, 2011, 2012, 2013) así como estudios cartográficos (Fries, 1962, Arenal, 1978, SGM, 1995, 2001, 2003, 2007, 2009). A pesar de estos estudios solo existe una estratigrafía generalizada para la región y un fechamiento para la caldera de Huichapan con 4.5 Ma (K-Ar) para sus depósitos dacíticos y riolíticos (Milán *et al.*, 1993; Aguirre-Díaz *et al.*, 1997; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009).

Los estudios paleoambientales de la región se han enfocado a cuencas limítrofes como el paleolago de Santa María Amajac en el oriente (Aguilar y Velasco de León, 2002; Arellano-Gil *et al.*, 2005; Silva *et al.*, 2005) y la cuenca de Acambay en el Occidente estudiada por Israde-Alcántara, *et al.* (2004, 2012), Andrade-Servín e Israde-Alcántara. (2009) y Carranza-Rivera *et al.* (2012).

En esta tesis se realizó un estudio sedimentológico, estratigráfico y paleoambiental del Plio-Cuaternario del valle de Ixmiquilpan-Actopan, esta cuenca no ha sido estudiada previamente y con base en nuestros estudios se pretende reconstruir la paleogeografía y las fluctuaciones paleoambientales en estos periodos, además, realizar una correlación con las cuencas de Santa María Amajac y Acambay e interpretar las fluctuaciones paleoambientales en esta porción oriental del centro de México.

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

I.1. ANTECEDENTES

La dinámica geológica de México ha propiciado grandes cadenas montañosas producto de procesos volcánicos y tectónicos que favorecen la formación de sistemas lacustres, cuyo estudio permiten conocer la evolución paleoambiental en particular de distintos sectores del Cinturón Volcánico Transmexicano durante el Neógeno-Cuaternario (Israde *et al.*, 2010).

La región de estudio se integra en de las provincias geológicas que son la Sierra Madre Oriental (SMOr) y el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). La Sierra Madre Oriental está ligada a la formación del Golfo de México e inicia con deposición de los lechos rojos de Huizachal, Huayacocotla y Tomellin durante el Triásico tardío, posteriormente, la apertura del Golfo de México (Oxfordiano) permite la entrada de aguas someras y la deposición de carbonatos que se extendieron hasta el Cretácico, (Salvador, 1987; Padilla y Sánchez, 2004, 2007), estas rocas sedimentarias fueron posteriormente levantadas por la compresión de la Orogenia Laramide en los límites del Cretácico e inicios del Paleógeno (Padilla y Sánchez, 1985; Eguilus *et al.*, 2000).

El CVTM se originó durante el Mioceno (12Ma) hasta el presente, todos sus procesos son parte de la subducción oblicua de la placa de Cocos por debajo de la Norteamericana (Nixon, 1982; Ferrari *et al.*, 1999; Gómez-Tenua *et al.*, 2005).

I.1.1 SIERRA MADRE ORIENTAL

Esta cadena montañosa emerge en la planicie costera formando cumbres de más de 2500 de altitud que descienden hacia el altiplano con una altitud de 800 m (Eguilus *et al.*, 2000). Sus primeros límites fueron establecidos por Tardy *et al.* (1975) y se compone de un frente tectónico compuesto por un cinturón de pliegues y cabalgaduras detectadas desde Parral Chihuahua, pasando por Torreón, Saltillo, Nuevo León y Tamaulipas, extendiéndose hasta Teziutlan, Puebla; donde está cubierto por el CVTM (Padilla y Sánchez, 1985; Lugo-Hupp, 1990; Eguilus *et al.*, 2000) y posiblemente puede continuar al SE entre Córdoba y Tuxtepec (Padilla y Sánchez, 1985, Eguilus *et al.*, 2000).

Se conforma por rocas marinas sedimentarias mesozoicas (Tardy, 1972; Tardy *et al.*, 1975; Alvares, 1961; Lugo-Hupp, 1990; Velázquez y Ordaz, 1993-1994; Eguilus *et al.*, 2000); su complejo basal fue levantado, comprimido y transportado hacia el Noreste durante la orogenia Laramide en el Paleógeno (Padilla y Sánchez, 1985; Eguilus *et al.*, 2000), formando una estructura compuesta por un sistema de plegamientos, cabalgaduras y valles escalonados que albergan profundos cañones. En nuestra zona de estudio esta cadena montañosa conforma las montañas de Metztlán y Santiago de Anaya en el oriente, en la parte central se ubica al Norte de San Salvador y sur de Ixmiquilpan rodeado por los depósitos sedimentarios del Cuaternario.

I.1.1.1 GOLFO DE MÉXICO

La formación del Golfo de México estuvo ligada a la Pangea, cuya dispersión en la porción Oriental de México comenzó en el Triásico tardío (200 Ma. aprox.). Según Padilla y Sánchez (2007) en este periodo se formaron horst alineados en la misma dirección al actual Golfo de México, por donde se depositaron los lechos rojos reportados en el valle Huizachal, Huayacocotla y Tomellin, una vez separada la Pangea se origina el desplazamiento del bloque Yucatán (Salvador, 1987; Padilla y Sánchez, 2004, 2007) a causa de la falla transformante Tamaulipas-Oaxaca, que es paralela al existente Golfo de México, generando los yacimientos de sal durante el Calloviano (Finales del Jurásico medio).

Este mismo autor menciona que en el Oxfordiano-Titoniano (Jurásico tardío) se formaron los grandes depósitos de calizas y lutitas que actualmente se concentran en la Plataforma de San Luis (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Posterior a este último periodo se reactiva el tectonismo provocando una transgresión marina y el sucesivo aporte de terrígenos del Aptiano-Cenomaniano (Cretácico temprano-tardío) que afloran en Coahuila (Tardy, 1972).

Posteriormente en el Turoniano-Maestrichtiano (Cretácico tardío), la parte continental del occidente de México es erosionado y se produce un acarreo de material clástico hacia el Golfo de México, el aporte de los sedimentos clásticos fue mayor durante el Cretácico tardío debido a las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide

I.1.1.2 OROGENIA LARAMIDE

A nivel regional la actividad orogénica está asociada a la subducción de la placa oceánica Farallón en la parte occidental de la placa Norteamericana (Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011) en el límite Cretácico-Terciario, iniciando en el Turoniano (Valencia *et al.*, 2004). Este evento causó la compresión de los depósitos marinos deformando la parte oriental de México en un cinturón de pliegues y cabalgaduras.

El esfuerzo máximo de esta orogenia se concentró en la parte conocida actualmente como la curvatura de Monterrey en donde existen placas de deslizamiento por “décollement” que se movieron independientemente entre ellas (Padilla y Sánchez, 1985; Eguiluz *et al.*, 2000; Cossio *et al.*, 2004), provocando el deslizamiento de las rocas mesozoicas hacia el Noreste. Mientras que en la cuenca de Tampico-Misantla experimentó dos eventos de acortamiento en las unidades jurásicas y del Cretácico temprano (Ortega *et al.*, 2009). Los pliegues de la primera generación se caracterizan por flancos isoclinales y los de la segunda desarrollo pliegues abiertos cortados por fallas inversas.

En el área de estudio estos plegamientos siguen una dirección NO-SE en la parte oriental, mientras que en la zona central mantienen una dirección N-S y NE-SO, el pliegue más representativo es el que conforma la loma de Teofani (San Salvador) y la cabalgadura más sobresaliente es la que afecta al cerro San Miguel.

I.1.2 CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO

Es uno de los sistemas tectónicos convergentes más complejos del planeta debido a los cambios en la geometría y composición de sus estructuras (Ferrari *et al.*, 1999; Gómez-Tenua *et al.*, 2005)

Su basamento se compone de dos unidades bien diferenciadas; la parte Oriental del precámbrico (542 Ma), que a su vez viene cubierto por rocas Paleozoicas con edades de 542 Ma y 251 Ma; en contraste la parte occidental se encuentra el terreno Guerrero compuesto por un conjunto de arcos volcánicos marinos asignados a Triásico-Cretácico inferior (135 Ma). Durante el Mioceno medio se producen los primeros pulsos máficos con migración al Este y Oeste; el vulcanismo se hace más importante para el Plioceno temprano donde se produce vulcanismo silíceo asociado a un intenso fallamiento. El CVTM actual se desarrolla durante el Plioceno tardío con materiales basálticos a riolíticos (Gómez-Tuena *et al.*, 2005; Ferrari *et al.*, 2011).

Las diferencias en el tipo de vulcanismo y composición química fue propuesta por Demant (1980), posteriormente Ferrari (2000) propone una división en tres sectores: Occidental, Central y Oriental y Gómez-Tenua *et al.* (2005) divide la composición química en cuatro grupos: Rocas alcalino-sódicas, rocas alcalino-potásicas, rocas calco-alcalinas y el vulcanismo riolítico.

Las rocas alcalino-sódicas que representan los sectores occidental y oriental del CVTM se emplazaron durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano (7.5-3 Ma). Las rocas alcalino-potásicas; se encuentra en el sector occidental y central con una edad del Plioceno-Cuaternario; mientras que las rocas calco-alcalinas se han formado durante todo el periodo de actividad del Cinturón Transmexicano y están ampliamente distribuidas por todo el arco volcánico. En cuanto el magmatismo silíceo se emplazó en tres periodos (Mioceno tardío-Plioceno temprano y Plioceno-Cuaternario) en la porción occidental y central.

I.1.3 ESTUDIOS PALEOAMBIENTALES DEL CENTRO-ORIENTE DE MÉXICO

Al Norte del área de estudio se encuentra la cuenca de Zimapan, que se formó durante el Paleoceno medio-Eoceno medio en una periodo donde existió un clima cálido-húmedo que generó sistemas fluviales (Carrasco-Velázquez *et al.*, 2009). En los estratos de limolita, lodolita y areniscas de esta cuenca de Zimapán se observaron asociaciones polínicas de *Alnus*, *Quercoidites*, *Pinus pollenites* y *Tubulifloridites*, además, la presencia de *Arcella* ssp sugiere un ecosistema ligado a lagos, ciénegas y turberas.

Otro sistema lacustre formado al oriente del área de estudio es el paleolago de Santa María Amajac. Este se formó a causa de altas precipitación durante el Plioceno (Arellano-Gil *et al.*, 2005). Las precipitaciones propiciaron una alta carga hidráulica en las rocas fracturadas

provocando deslizamientos que obstruyeron el paso del río Amajac y el represamiento de este río dio origen a una formación lacustre.

Los depósitos lacustres están constituidos por limos, arcillas y diatomitas y presentan impresiones de plantas de ambientes litorales como *Equisetum*, *Typha*, *Scirpus* y *Nymphaeites* (Silva *et al.*, 2005), la presencia de estas plantas fósiles sugieren un clima templado con altas precipitaciones pluviales.

Aguilar y Velasco de León (2002) en su estudio basado en la temperatura actual y los fósiles de Santa María Amajac, concluyen que en esta misma zona la temperatura de finales del Plioceno fue similar respecto a las temperaturas actuales, pero con descenso en la precipitación. La disminución en la precipitación causó la reducción del lago, según los autores estas variaciones fueron consecuencia del vulcanismo y la orogénesis que provoco el efecto de sombra.

A 56 km al SE del paleolago de Santa María Amajac se encuentra el Lago de Tecocomulco que tiene registro del Pleistoceno tardío-Holoceno (Caballero *et al.*, 1999; Roy *et al.*, 2009; De la Lanza-Espino *et al.*, 2011). Este cuerpo lacustre presenta un depósito de tefras en su base con una edad *ca* 50 000 AP y se consideró como producto de una erupción pliniana. Posterior a esta edad hasta *ca* 42 000 años AP las condiciones pasaron a húmedas y frías (Caballero *et al.*, 1999), sin embargo, durante la transición Pleistoceno-Holoceno se observan condiciones áridas y cálidas con descenso en el nivel lacustre (Roy *et al.*, 2009). Estas condiciones son efecto de las bajas precipitaciones *ca* 16300 AP-3300 AP que provocaron erosión generando un hiatus en los sedimentos.

Actualmente el lago de Tecocomulco presenta menor aporte fluvial, baja precipitación y alta evaporación así como un aumento en la tasa de sedimentación producto de la deforestación y el mal manejo de la cuenca (De la Lanza-Espino *et al.*, 2011). El lago presenta una fuerte influencia de los fenómenos del Niño con una gran población de aves provenientes de Norteamérica durante periodos extremadamente secos; durante las altas precipitaciones del evento La Niña se inundan los cultivos a la orilla del lago, que anteriormente fueron superficies lacustres.

I.1.4 PALEONTOLOGÍA

El estado de Hidalgo por su situación geográfica alberga numerosas cuencas sedimentarias que incluyen restos fosilíferos tanto marinos como continentales de ambientes y periodos diferentes, su colección implica una amplia gama en su flora y fauna. (Bravo-Cuevas *et al.*, 2009)

En el Valle de Ixmiquilpan se ha descrito la fauna del Cretácico asociada al Valanginiano (132-137 Ma) representada por amonites, gasterópodos y pelecípodos así como peces (Sour-Tovar *et al.*, 2005); los amonites junto con los crinoides representan fauna del

Jurásico inferior (Esquivel-Macías *et al.*, 2005) que se extendía durante del Pensilvánico desde Kansas, Texas hasta Chiapas en México (Buitrón *et al.*, 2005)

Castillo-Cerón *et al.* (1996) reporta hallazgos de *Equus* encontrados en Lagunilla y Minas de Anaya en estratos compuestos por cenizas con clastos de pómez de alta madurez textural que se intercalan con depósitos de arcillas y limos asignándolos al Pleistoceno. Posteriormente, Bravo-Cuevas *et al* reporta la megafauna de la zona pertenecientes al Rancholabreano (Pleistoceno tardío) y reporta especies de *Equus*, (2007, 2011) *Bissons*, *Ceratotherium*, *Damaliscus* (2007), *Gliptodontes* (2009) y *Camélidos* (2011) asociados a estratos de cenizas pobremente consolidados. De acuerdo a los análisis de la dieta de estos organismos; el autor menciona que se desarrollaron en ambientes con vegetación abierta de climas templados y cálidos.

I.1.5 HISTORIA DEL ARTE

La literatura disponible respecto a la historia geológica del valle Ixmiquilpan-Actopan ha demostrado que la zona tiene una extensa e importante evolución geológica, sin embargo, aún se requieren estudios de diferentes disciplinas y entre ellos los paleoambientales. Los estudios más diversos son los paleontológicos y se debe reconocer que estos estudios han permitido inferir las edades en la región, ya que los volcánicos solo han establecido una edad absoluta de 4.5 Ma de años que corresponde a la caldera Donguinyo-Huichapan (Aguirre-Díaz y López-Hernández, 2009).

La caldera Donguinyo-Huichapan es más antigua que los depósitos fluviales y depósitos de arcillas, cenizas y arenas dispuestas en acreción vertical que han rellenado los valles y conforman los piamontes en la región; hasta el momento estos depósitos se les ha asignado a la formación Tarango de edad pliocénica.

El primer autor en mencionar que la formación Tarango aflora en la zona fue Segerstrom (1961), Fries (1962) al elaborar la cartografía solo hizo una descripción aparentemente de los depósitos de Lagunilla y propuso que todos los piamontes son semejantes en toda la zona.

Los estudios paleoambientales han reportado edades pliocénicas y pleistocénicas con base en los hallazgos fósiles de la fauna del Blancano y Rancholabreano; lo que hasta el momento se puede inferir es que la formación Tarango se emplazó en estos dos periodos, o bien, no se extendió en estos valles por las diferencias en su sedimentación y edad.

También se infiere que al menos en el Pleistoceno existían sabanas con climas fríos, todavía no se entiende como funcionó la sedimentación en la cuenca y la falta de edades absolutas contribuyen a este problema. Nuestro estudio tratará de comprender la sedimentación en la cuenca y como influyó el clima, además, si existe correlación con las cuencas limítrofes de Acambay y Santa María Amajac.

Los estudios geológicos previos realizados en la región han sido de carácter económico dirigidos a la explotación de calizas, sin embargo, esta región es la transición entre dos cuencas lacustres que funcionaron al mismo tiempo que los depósitos fluviales y aluviales de Ixmiquilpan-Actopan, siendo por lo tanto de interés para entender el ambiente a nivel inter regional para el Plioceno superior-Pleistoceno.

I.2 OBJETIVOS

I.2.1 OBJETIVO GENERAL

El objetivo general de este trabajo es conocer el origen y evolución Plio-Cuaternaria de los depósitos fluviolacustres y aluviales, así como las fluctuaciones paleoambientales del valle de Ixmiquilpan-Actopan, Hidalgo.

I.2.2 OBJETIVOS PARTICULARES

- Reconstruir las facies y la arquitectura fluvial que caracterizaron los ambientes sedimentarios que formaron el valle de Ixmiquilpan-Actopan, Hidalgo.
- Determinar las fuentes de origen del material vulcanoclástico y fluvial.
- Reconstruir las fluctuaciones paleoambientales durante el Plioceno-Pleistoceno.
- Correlacionar los cambios paleoambientales de Ixmiquilpan-Actopan, Hidalgo con los ambientes reportados en las zonas lacustres de la cuenca de SMA que limita al oriente y de Acambay al occidente en los periodos Pleistoceno-Holoceno.

I.3 HIPOTESIS

Durante el Pleistoceno se producen los grandes cambios climáticos en centro de México y para las cuencas de Ixmiquilpan y Actopan estos cambios climáticos generaron una acumulación detrítica que es previa a los depósitos fluviales y aluviales comunes al final del Cuaternario de la formación Tarango y cuya importancia no es reconocida en México.

I.4 JUSTIFICACIÓN

Actualmente los estudios realizados en el valle de Ixmiquilpan-Actopan son insuficientes para hacer una interpretación concreta de los depósitos que conforman el relleno de la cuenca. Los estudios previos presentan una estratigrafía generalizada, (Geyne *et al.*, 1963; Arenal, 1987; Fries, 1962; SGM, 2005), mientras que los estudios paleontológicos solo han permitido interpretar la fauna del Pleistoceno tardío (Bravo-Cuevas, 2002; Bravo-Cuevas *et al.*, 2007, 2009, 2011, 2012, 2013) e inferir las edades en la zona. No se han llevado a cabo estudios enfocados a la estratigrafía y paleoambientes, esto es la causa de realizar un estudio de este tipo en la región.

Se ha sugerido que aparentemente las secuencias estudiadas en este trabajo corresponden a una porción de la formación Tarango (Fries, 1962; Geyne *et al.*; 1963; Arenal, 1987; SGM, 2005; Bravo-Cuevas, 2002) y nuestro estudio se enfoca a interpretar los cambios paleoambientales del Plio-Pleistoceno; con base en un análisis sedimentológico, estratigráfico, petrográfico y geoquímico que apoyen a esclarecer la dinámica de la cuenca, que permitirá correlacionarlos con cuencas limítrofes del oriente y centro de México.

I.5 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se sitúa en el extremo central norte del Cinturón Volcánico Transmexicano, en los límites occidentales de la Sierra Madre Oriental a la altura de los municipios de Ixmiquilpan, Santiago de Anaya, San Salvador, Actopan en el estado de Hidalgo. Las altitudes de la zona van de 1600 hasta 3200 de altitud. Colinda al Norte con los municipios de Nicolás Flores, Metztlán y Cardonal, al Este con los municipios de Cardonal; al sur con los municipios de Pachuca, Mixquiahuala y Progreso; al oeste con Alfajayucan, Tasquillo y Zimapán (INEGI, 2009).

Los sitios de muestreo siguen una dirección NW-SE y son paralelos a la autopista México 85. Las estaciones de muestreo fueron nombradas de acuerdo con las localidades en donde se ubican y son El Oro, Julián Villagrán, Cerritos, Lagunilla, Dextho y La Peña, representadas en la Figura 1.

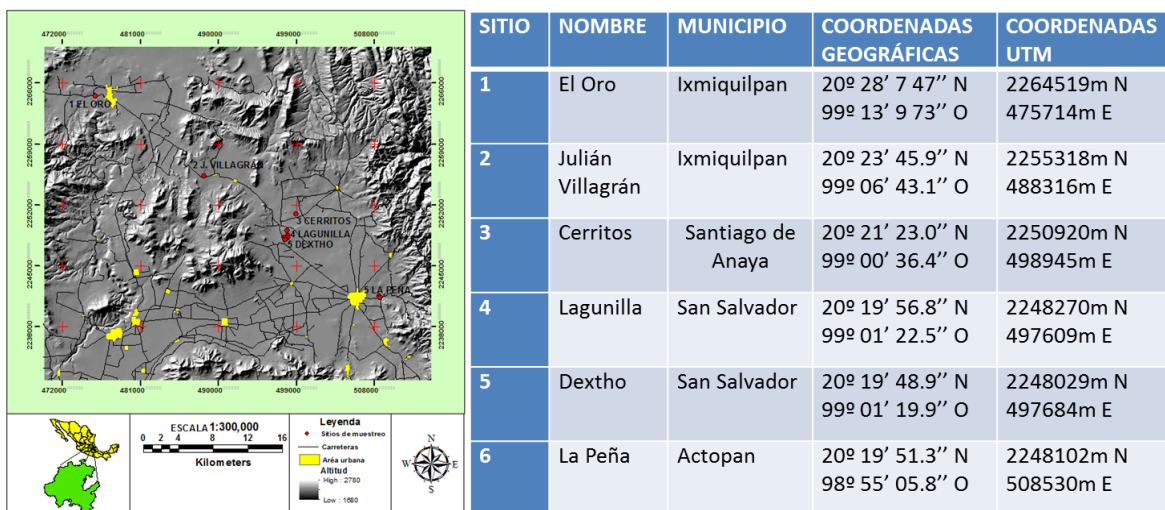


Figura 1. Ubicación de los sitios de muestreo y coordenadas de los afloramientos de la zona de estudio.

I.6 GEOMORFOLOGÍA

Presenta un sistema de geoformas como planicies, lomeríos y montañas (INEGI, 2009). Se han formado principalmente por la combinación de los factores: tectónicos y erosivos (SGM, 2011); los factores tectónicos incluyen fallas y plegamientos, han elevado y hundido algunos sectores en los valles de Ixmiquilpan y Actopan. La erosión fluvial ha degradado el relieve desgastando las partes altas de la sierras y rellenando las partes bajas con aluviones.

Para la descripción del área se comenzó con el valle de Ixmiquilpan (occidente), posteriormente, al valle de Actopan (oriente); las geoformas de ambas cuencas fueron descritas de acuerdo con Zinck (2012).

a) VALLE DE IXMIQUILPAN

La geomorfología se encuentra integrada en cinco unidades superiores que son montañas, lomeríos altos, lomeríos bajos, pie de monte y planicies (figura 2). Las Montañas se exponen en la sierra oriente de Ixmiquilpan, presentan una pendiente $>45^\circ$ y son el parteaguas de la subcuenca de Ixmiquilpan con la subcuenca de Alfajayucan. Al sur las montañas conforman el parteaguas de la subcuenca de Actopan e Ixmiquilpan, se alinean este-oeste y se conoce como sierra de San Andrés Tecomatlán.

Los lomeríos altos se encuentran en la sierra de Ixmiquilpan al occidente del río Tula, la porción del terreno presenta una repetición de colinas redondeadas así como lomeríos alargados con alturas variables, sus pendientes oscilan de 6° a 20° con escasos rellenos aluviales.

Los lomeríos bajos se encuentran al oriente en la zona limítrofe entre la subcuenca de Ixmiquilpan y Actopan, bordeando las montañas conformadas por calizas del Cerro Dorodeje y la Cruz, tienen una pendiente de 6° a 20° ; los espacios entre lomeríos normalmente están rellenos por aluviales.

Los piamontes presentan pendientes que van de 2° a 7° , al oriente cubren todo el área circundante de las calizas del Cretácico y al occidente cubre las unidades volcánicas del Terciario contemporáneas a la caldera de Huichapan. Se extiende en un área que va del Norte de Progreso de Obregón hasta el poblado de Maye al Sur de Ixmiquilpan, separados en su parte intermedia por el río Tula.

Las planicies se encuentran al Norte y Sur del valle, en el Norte estas planicies se encuentran en las partes bajas con una altitud de 1700-1740, sobresalen algunos valles, lomeríos bajos y en menor proporción se encuentran los lomeríos altos; mientras que la planicie del sur no aparenta ninguna geoforma y se extiende hasta el valle de Actopan siendo dividida por una ligera elevación al oriente de Progreso de Obregón.

b) VALLE DE ACTOPAN

En este Valle las geoformas van de montañas, lomeríos altos, lomeríos bajos, pie de monte, planicies y valles (figura 2). Las montañas rodean las zonas más bajas, las montañas compuestas por calizas se ubican al norte, oriente y occidente, todas estas montañas presentan una pendiente $>45^\circ$. En la parte occidental las montañas nombradas como cerro la Cruz y Dorodeje son el parteaguas de la subcuenca de Ixmiquilpan, sin embargo, también son notables las montañas Corazón, Peña Colorada y San Miguel.

Al norte se encuentran las montañas de Guadil, Colorado, Ventorrillo, Cebadero; estas montañas siguen una dirección este-oeste y norte-sur, debido al plegamiento de la orogenia Laramide, al oriente también se observan montañas de calizas en una dirección NE-SO pero estas pertenecen a la subcuenca del río Amajac. El área de montañas presenta lomeríos bajos y rellenos aluviales.

Al Oriente y Sur de la cuenca las montañas se integran por rocas volcánicas del Terciario y al igual que las calizas presentan un alto grado de erosión y una pendiente $>45^\circ$. Al sur son el parteaguas de la subcuenca de Ixmiquilpan denominada como sierra de San Andrés Tecomatlan con dirección este-oeste que se encuentra controlada por una falla normal. Al oriente las montañas siguen una dirección NO-SE y también limitan con la subcuenca del río Amajac. Llegan a presentar unidades inferiores de colinas y valles de origen aluvial.

Los lomeríos altos conforman las partes bajas de las montañas de la sierra de Pachuca, sus unidades inferiores son colinas principalmente, con una inclinación de ligera a fuerte (5° - 20°). Los lomeríos bajos resaltan en la sierra de San Miguel y entre las montañas de calizas que se encuentran al norte (Cerro Ventorrillo, Cebadero, Guadil); así mismo, al Norte se extiende hasta la subcuenca del río Amajac. Ambas zonas mantienen unidades inferiores de colinas, lomeríos altos y rellenos aluviales.

Los piamontes bordean los lomeríos bajos de la sierra San Miguel y mantienen una gran extensión en toda la parte baja de la sierra de Pachuca y en el sur bordean las montañas limítrofes a la subcuenca de Ixmiquilpan, presentan una inclinación de 2° - 7° y se conforma por planicies y lomeríos bajos. La planicie se presenta al sur del valle entre los piamontes de la sierra San Miguel (calizas) y San Andrés Tecomatlán (rocas volcánicas). Corresponde a la extensión de la planicie de Ixmiquilpan y aparentemente no presenta unidades inferiores.

El valle de Actopan se encuentra en la misma dirección del río Actopan o Chicavasco, la parte central del valle comienza a partir de la sierra de Andrés Tecomatlán llegando hasta las montañas el Guadil y Cebadero en el norte, solo presenta altiplanicies como unidades inferiores.

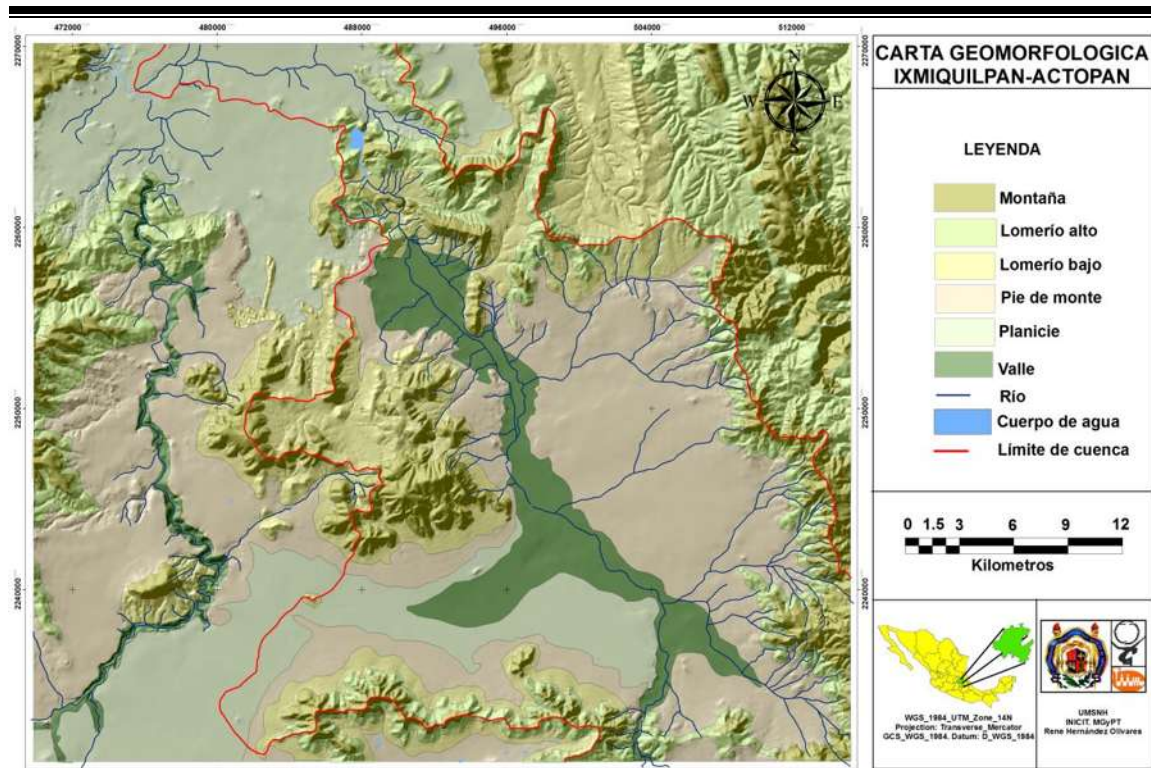


Figura 2. Principales geformas del Valle Ixmiquilpan-Actopan, los pies de monte y las planicies son los más extensos en la zona.

1.7 VULCANISMO

El vulcanismo del CVTM tiene sus inicios durante el Mioceno tardío (Cantagrel y Robin, 1979; Ferrari, 2000; Ferrari *et al.*, 1999, 2011; Gómez-Tuena *et al.*, 2005) sin embargo, en la provincia oriental alcalina el vulcanismo comenzó en el Oligoceno tardío (Cantagrel y Robin, 1979) emplazándose hasta el Cuaternario.

En esta provincia oriental se originaron formaciones volcánicas asignadas al Terciario, actualmente rodean al valle de Ixmiquilpan-Actopan en forma de herradura. El basamento lo constituyen las calizas del Cretácico.

Los estudios volcánicos fueron realizados por Geyne *et al.* (1963) posteriormente fueron retomados por el SGM (1995, 2001, 2003, 2007, 2009) para describir las cartas geológicas escala 1:50 000 utilizadas en este estudio (Tasquillo, Metztlán, Ixmiquilpan, Actopan, Mixquiahuala, Pachuca).

Estos autores reconocieron varias sucesiones volcánicas y se tienen registros de la primera formación en la zona que comenzó en el Oligoceno y se conoce como formación Las Espinas, las rocas de esta formación son de composición riolítica y basáltica, estos productos se exponen al norte del área de estudio (límites de Tasquillo e Ixmiquilpan).

Durante el Oligoceno-Mioceno se emplazó el Grupo Pachuca, este grupo se encuentra al oriente del área de estudio (oriente de Actopan) y está alineado en una dirección NO-SE, este grupo que conforma por las formaciones Santiago, Corteza, Santa Gertrudis, Vizcaína y Cerezo, sus lavas son de composición riolítica, dacítica y andesítica.

Sobreyaciendo discordantemente al Grupo Pachuca se encuentra la formación Zumate, inició en el Plioceno, sus productos son brechas volcánicas de composición dacítica. Posterior a la Formación Zumate se encuentra la toba Donguinyo emitido por la caldera de Huichapan hace 4.5 Ma (Milán *et al.*, 1993; Aguirre-Díaz *et al.*, 1997; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009) y se expone al occidente en los límites de la cuenca de Tecozautla.

Otros productos volcánicos del Plioceno son los piroclásticos de composición basáltica de Mixquiahuala y las andesitas de Actopan e Ixmiquilpan. Posterior a este evento en la transición Pleistoceno-Holoceno se reactiva el vulcanismo exponiendo los basaltos que se encuentran en el margen del río Tula y la toba Cubitos que es un depósito pumicítico poroso débilmente consolidado, consistente en lapilli y cenizas bien clasificadas.

Otros complejos volcánicos próximos al valle de Ixmiquilpan-Actopan son la caldera de Huichapan (Silva y Córdoba, 1996; Silva, 1997; Milán *et al.*, 1963; Aguirre *et al.*, 1997; Aguirre y López, 2009) y el campo volcánico Jilotepec (Leyva-Suárez *et al.*, 2004)

Anteriormente, a la caldera de Huichapan (Mioceno) se le asignaba una sola historia geológica (Silva y Córdoba, 1996; Silva, 1997; Milán, *et al.*, 1963; Aguirre *et al.*, 1997) que mencionaba que este cuerpo volcánico estaba constituido por un evento precalderico y un evento postcalderico. En un estudio más reciente se cambia el concepto sobre la evolución de la caldera Huichapan y se propone la formación de dos calderas clasificándolas de acuerdo a su composición geoquímica, Donguinyo presenta productos de basalto-andesita a traquidacita, en cambio, la caldera Huichapan son riolitas de alto contenido en sílice (Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2009)

Al sur del complejo Donguinyo-Huichapan se encuentra el campo volcánico Jilotepec, es uno de los más antiguos del CVTM (Leyva-Suárez, 2004) con una edad Miocénica, está integrado por conos cineríticos, domos aislados y grandes estructuras como el volcán Nopala, la caldera de Santa María Macua y los domos de San Lorenzo Nenamicoyan. Este campo volcánico presenta productos de composición riolítica, dacítica, andesítica y basáltica pertenecientes a la serie calco-alcalina y calco-alcalina rica en potasio. Anteriormente Silva-Mora y Córdoba (1996) incluyeron al complejo Don Guinyo-Huichapan y el campo volcánico Jilotepec denominándolo campo volcánico Huichapan-Tula-Ñado.

1.8 MARCO GEOLÓGICO

En este valle es posible observar gran parte de las rocas que integran la geología del estado de Hidalgo y toda la secuencia geológica se presenta en la Figura 3. El primer estudio geológico en la zona fue realizado por Segerstrom (1961); posteriormente, Fries (1962) elabora la cartografía escala 1:100 000 y Arenal (1978) reconstruye la estratigrafía de la zona, el Servicio Geológico Mexicano (1995) elabora el mapa geológico escala 1:50 000 para esta zona, integrando una estratigrafía más detallada que reconoce las fallas normales e inversas y lineamientos.

El área de estudio se ubica en dos provincias de características petrológicas opuestas; en la parte oriental dominan las calizas plegadas que corresponden a la formación del Doctor (Arenal, 1978), estos materiales forman el basamento del Valle de Ixmiquilpan-Actopan en donde es posible observar los anticlinales de esta formación; la cabalgadura más sobresaliente afecta la parte oriental del cerro San Miguel (Hernández, 2008). Otras cabalgaduras en la zona es la que se encuentra entre el cerro Colorado y Ventorrillo al este de la ciudad de Ixmiquilpan; en esa misma dirección se encuentra una cabalgadura con dirección NE-SE en el Cerro la Paloma.

Durante el Cretácico superior se encuentran dos formaciones en la cuenca: la formación Soyatal y Mezcala, la primera tiene una distribución menos amplia; los materiales que la conforman son calizas y lutitas. Las lutitas y areniscas de la formación Mezcala se interdigitan con las calizas de la formación el Doctor, se pueden encontrar como la base del cerro el Elefante al occidente del río Tula en la zona limítrofe con el municipio de Mixquiahuala. Las dioritas sobreyacen las formaciones anteriores y se presentan en el cerro Siete Minas.

Los materiales más recientes corresponden al Terciario (Mioceno-Plioceno) representados por el cerro el Elefante en la parte sur del valle, innumerables secuencias volcánicas se hacen presentes siendo las dacitas y brechas ácidas las de mayor extensión conformando casi todo el sector oriental de la zona del valle, unidades volcánicas que se alternan con riodacita, brechas ácidas y andesitas.

Sobreyace a estas secuencias la formación Tarango (Sergestrom, 1961; Fries, 1962), asignada al Plioceno tardío, se compone de conglomerados y areniscas que conforman gran parte de los piamontes en toda la cuenca, los basaltos se observan a lo largo del río Tula y la cima del cerro el Elefante. Los últimos eventos corresponde a los aluviones del Cuaternario que cubren las zonas más bajas del valle, los materiales característicos son fluviolacustres los que se estudian a detalle en este trabajo. A continuación se describen las formaciones que afloran en la zona de estudio.

I.8.1 MESOZOICO

I.8.1.1 FORMACIÓN EL ABRA

En el área de estudio esta formación se expone al norte de Ixmiquilpan y corresponde al anticlinal nombrado como cerro Blanco (SGM, 2001) que consiste en estratos gruesos de calizas y dolomitas con facies de plataforma (Carrillo-Martínez, 1990). Aguayo-Camargo (1998) reporta que en este complejo arrecifal hay dos ambiente sedimentarios; el primero es un arrecife de rudistas y el segundo un post-arrecife de baja diversidad de organismos como miliólidos, requiénidos y carpetas de estromatolitos, además, de una capa de foraminíferos planctónicos. Estos ambientes son originados por ciclos repetidos de inmersión y emersión durante el Albiano al Cenomaniano. Toda la secuencia geológica descrita a continuación está presente en el área de estudio y la carta geológica Ixmiquilpan-Actopan del último apartado (Figura 3)

I.8.1.2 FORMACIÓN EL DOCTOR

Esta formación se ubica en la parte Centro-Oriental del estado de Querétaro y Noroccidental de Hidalgo (Carrillo-Martínez, 1981) que corresponde a un banco calcáreo de edad Cretácica que cabalga sobre la formación de Soyatal. Se formó aproximadamente en el Albiano-Cenomaniano y muestra plegamientos y cabalgaduras como producto de la Orogenia Laramide (Valencia *et al.*, 2004).

Otras estructuras son las fallas de bajo ángulo y cizallas intracapa generadas debido a la ductilidad de la roca y también se formaron en la cuenca de Zimapán (Bolaños *et al.*, 2009; Carrasco-Velázquez, 2009). Esta formación se distingue por facies de aguas someras, facies de conglomerados, facies de capas gruesas con nódulos de pedernal y facies de aguas profundas de capas delgadas de caliza y pedernal (Segerstrom, 1961 y Arenal, 1978).

Segerstrom (1961) menciona que los macrofósiles más abundantes son los rudistas y gasterópodos, Bravo-Cuevas *et al.* (2009) detectaron una diversidad en la fauna de peces acompañados de nanoplancton, radiolarios, foraminíferos planctónicos y bénticos indicando un ambiente de plataforma nerítica.

I.8.1.3 FORMACIÓN SOYATAL

Esta formación está expuesta en el área de Zimapán (Occidente) y Atotonilco el Grande (Oriente) en los anticlinales de Bonanza y Nicolás Flores; también se observa el cerro Cuesta de México al sur de Ixmiquilpan. Presenta una discordancia erosional a la formación el Abra y es sobreyacida por la Formación Mezcala-Méndez. Se caracteriza por una composición de calizas arcillosas con intercalaciones de lutitas de estratificación delgada que se acumuló durante el Cretácico superior (Segerstrom, 1961)

López-Doncel (2003) describe las facies de estas rocas como secuencias autóctonas de *mudstone* y *wackestone*, con fauna pelágica que se intercala con sedimentos alóctonos gravitacionales y de suspensión compuestos por *grainstone* y *packestone* provenientes de

ambientes de aguas someras. El contacto inferior aparece concordante y discordante en algunos sectores (Arenal, 1978; Carrillo-Martínez, 1981). Estas rocas también se encuentran en la Plataforma Cretácica del Valle de San Luis Potosí (Quilantan *et al.*, 2008) y se compone de flujos de escombros y deslizamientos en masa relacionados con movimientos inducidos por gravedad y han sido consideradas como las primeras pulsaciones de la orogenia Laramide.

Las secuencias de calizas y margas en la base son terrígenas con un espesor aproximado de 1000 m y contienen fósiles que van del Turoniano al Maastrichtiano (Carrillo-Martínez, 1990). Estas secuencias presentan una microfauna y macrofauna arrecifal cuyos fósiles están asociados a aguas someras como *Nerinea* (Quilantan *et al.*, 2008)

I.8.1.4 FORMACIÓN MEZCALA

La formación Mezcala se le asigna una edad al Cretácico superior, se caracteriza por capas interestratificadas de lutita, limolita, areniscas y calizas de origen marino (Segerstrom, 1961; Fries, 1962 y Arenal, 1978), esta unidad descansa en concordancia sobre las formaciones Soyatal y en discordancia sobre el Doctor, las facies que componen esta unidad son poco resistentes a la erosión tendiendo a formar valles y se considera como un flysch sin-orogénico (Enciso-De la Vega, 1992)

En esta formación se han registrado diferentes taxas de peces entre ellos los condrios y osteictios (Alvarado-Ortega *et al.*, 2006), en algunos estratos abundan los microfósiles de los géneros *Globotruncana*, *Globigerina*, *Gumbelina* entre otros (Segerstrom, 1961).

I.8.2 CENOZOICO

Los depósitos de esta era comenzaron en el Paleógeno hasta la actualidad; se caracterizan por una primera fase de aporte detrítico representada por conglomerados de calizas; un periodo volcánico durante el Oligoceno-Mioceno en donde son comunes los derrames de lavas, tobas riolíticas y dacíticas, sobreyace un evento de aporte clástico de origen fluvial y aluvial en el Plioceno tardío-Cuaternario, el Cuaternario se identifica por ser también de sedimentación detrítica.

I.8.2.1 FORMACIÓN EL MORRO Y LAS ESPINAS

Esta formación también está representada en la cuenca de Zimapán en donde son característicos conglomerados de calizas derivados de las calizas subyacentes y derrames de lava de composición máfica (Segerstrom, 1961; Fries, 1962; Arenal, 1978), y materiales de origen fluvial y aluvial (Carrasco-Velázquez, 2009), los afloramientos de esta formación tienden a medir más de 60 m con variantes laterales cuya edad está reportada en 38.1 ± 1.4 Ma y corresponde al Paleoceno medio-Eoceno medio.

Este mismo autor señala que la formación del Morro está restringida hacia el oeste y noroeste de Zimapán alineado respecto a las mayores estructuras plegadas en el área. Le sobreyace la formación de las Espinas que consiste en tobas y lavas andesíticas con

espesores de hasta 250 m asignadas al Eoceno superior (Carrasco-Velázquez, 2009); para esta última formación los estudios palinológicos incluyen *Alnus*, *Quercoidites*, *Pinus pollenites* y *Tubulifloridites* asignadas al Paleoceno y Eoceno.

I.8.2.2 GRUPO PACHUCA

Está conformado por andesitas, basaltos y riolitas del Oligoceno-Mioceno (Segerstrom, 1961; Fries, 1962; Arenal, 1978), que corresponden a los periodos de actividad del Cinturón Volcánico Transmexicano y la caldera de Huichapan (Silva-Mora y Córdoba, 1996; Aguirre-Díaz *et al.*, 1997), el grupo Pachuca pertenece a la provincia del CVTM.

La Sierra de Pachuca está formada por rocas del Terciario y consiste en su base de brechas volcánicas, piroclásticos, tobas y derrames lávicos, todos estos productos están separados por discordancias erosivas, las lavas de esta sierra varían de composición basáltica a riolítica, predominando las andesitas y dacitas (Vázquez-Sánchez y Palomera-Jaimes, 1989), estas rocas afloran en Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis y Vizcaína; sin embargo, Enciso-De la Vega (1992) realza el nombre a Súper Grupo Pachuca, para elevar de rango al grupo Pachuca. Su objetivo era incluir a todas las rocas volcánicas y vulcanoclásticas que sobreyacen los productos clásticos del Terciario inferior; entre ellos la Formación de las Espinas, los derrames de lava de la Sierra Guadalupe, Tepozán, Tepetzotlán, también incluye a las rocas nombradas por Arenal (1978) como volcánicas no diferenciadas del Mioceno. La edad considerada para este super grupo abarca del Oligoceno tardío-Plioceno temprano.

I.8.2.3 FORMACIÓN TARANGO

El nombre de esta formación fue propuesta por Bryan (1948) y la describió como un depósito de 300 a 400m de tobas, aglomerados, grava volcánica de origen fluvial y capas delgadas de pómez ubicadas al sur-oriental de Mixcoac. Posteriormente, Segerstrom (1961) describe a la formación Tarango como depósitos que conforman el piso de la cuenca de México y observó que estos depósitos son limos de color café amarillento intercalados por tres capas de arenas pumicíticas (3m de espesor cada una) dispuestas horizontalmente y depositadas por el agua, estos depósitos se ubican en el paso de Nochitongo en Huehuetoca, México.

Además, fue el primer autor en mencionar que esta formación también se extiende desde el parte aguas de la cuenca de México hacia el Valle del Mezquital; en este valle la formación consiste en limos, arenas, gravas y algunas arcillas expuestas en terrazas principalmente al norte de Ixmiquilpan y Tasquillo, también mencionó que este evento es contemporáneo a la Formación Atotonilco el Grande con una edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior.

Fries (1962) realiza la cartografía del Valle de Mezquital (escala 1: 100 000) abarcando Ixmiquilpan y Actopan, reportando que la formación Tarango consiste de material plástico, predominante con lentes locales de caliza lacustre y ceniza volcánica interdigitada

localmente con derrames de lava de composición máfica. Su cartografía señala a la formación como una gran extensión en ambas cuencas excluyendo solamente todas las calizas y la ciudad de Ixmiquilpan junto con las áreas circundantes del río Chicavasco y Tephe. A estos depósitos les asigna una edad del Cuaternario; posteriormente, el SGM en las cartas Tasquillo (2001), Actopan e Ixmiquilpan (1995) (escala 1:50000) integra a esta formación los piamontes de la cuenca y los valles.

Bravo-Cuevas (2002) estudia las zonas de San Agustín Tlaxiaca, Tula-Tepeji y Tecozautla, reportando que esta formación es una secuencia de origen fluviolacustre que incluye una arena arkosica fuertemente alterada con gravas de tamaño granulo a bloques de composición intermedia a máfica con un contenido de plagioclasas y en menor porcentaje cuarzo, anfíboles y piroxenos. Todos los autores asignan una edad Plioceno tardío-Pleistoceno temprano y de acuerdo a sus reportes la formación Tarango no está bien definida.

I.8.2.4 DEPÓSITOS DEL CUATERNARIO

Estos depósitos sobreyacen a la formación Tarango, son aportes clásticos que conforman los valles y las partes más bajas de las cuencas, estos depósitos se encuentran principalmente en el área de Ixmiquilpan, en la cuenca de Actopan cubren gran parte de la zona Sur (Mixquiahuala y Progreso) y en el oriente son los valles del Río Chicavasco.

Los depósitos que caracterizan a este periodo son limos, arenas, arcillas y cenizas; estos materiales son erosionados y transportados a cortas distancias. El caliche que se extiende por toda la cuenca de Actopan hasta Pachuca es de edad Cuaternaria (Sergeyev, 1961), caliches que también son reportados para la cuenca de México; los últimos depósitos son los suelos de tipo Phaeozem, Regosol, Vertisol, Calcisol; los antroposuelos también son comunes en la zona y se caracterizan por ser el retrabajamiento de caliche y los otros tipos de suelos utilizados para la extensión de cultivos.

I.9.2 EDAFOLOGÍA

La mayor distribución de los suelos se destina a la agricultura y al pastoreo, los agricultores de la zona han establecido nombres propios a las subunidades de suelos formados en los diferentes relieves (Granados-Sánchez *et al*, 2004); según el INEGI (2009), los suelos de la zona se distribuyen en cinco Grupos y a continuación serán descritos de acuerdo con la WRB (2007).

El Leptosol domina en 45 %, se encuentra en la zona norte del municipio de Ixmiquilpan, distribuyéndose en la mayor parte del territorio, son suelos muy someros en zonas extremadamente gravillosas o pedregosas sobre roca calcárea. Pertenecen a las *Rendzinas*. Se encuentran en todas las zonas climáticas entre ellos las regiones secas y en áreas de fuerte erosión.

El Phaeozem se concentra en mayor proporción en los municipios de San Salvador y Actopan, su origen es atribuido a las cenizas volcánicas como material parental. Comprende suelos de pastizales relativamente húmedos y regiones forestales en un clima moderadamente continental; tienen un horizonte superficial oscuro, pueden tener carbonatos secundarios como saturación de bases.

Los Vertisoles se encuentran en menor proporción, son suelos muy arcillosos, con características de expansión ante una saturación de humedad, cuando se secan tienden a formar grietas anchas y profundas hacia la superficie.

Los Calcisoles, están extendidos en ambientes áridos y semiáridos, presentan una acumulación secundaria de material calcáreo. Su material parental se debe a las calizas, aluviales, coluviales y eólicos de material meteorizado rico en bases, presenta una vegetación dominada por arbustos y árboles xerófitos.

Se presentan en menor porcentaje, Los Regosoles son suelos minerales con desarrollo débil desarrollados en materiales no consolidados, se encuentran en tierras erosionadas, se extienden en áreas áridas, semiáridas y terrenos montañosos y a diferencia de los Leptosoles, Los Regosoles no presentan horizontes mólicos o úmbricos.

I.9.3 HIDROGRAFÍA

Las subcuencas del río Tula y Actopan son exorreicas, pertenecen a la cuenca del río Moctezuma dentro de la región hidrográfica del Panuco. Los drenajes principales son el río Tula al occidente y Actopan o Chicavasco al oriente, este último es uno de los mayores tributarios del río Tula, Figura 4 (Arenal, 1978; SGM, 2001; CONAGUA., 2003; INEGI, 2009).

La CONAGUA (2003) menciona que el río Tula tiene sus orígenes en el cerro la Bufa en la subcuenca del río El Salto, donde se conoce como río Tepeji, sus escurrimientos se almacenan en la presa Taxhimay, posteriormente recibe aguas del río El Salto y después es

controlado por la presa la Requema, en este sector se incorpora a la subcuenca conocida como río Tula en dirección NO y recibe los afluentes de los ríos Tlauta y Rosas hasta ser almacenado en la presa Endho. Para la descripción del tipo de drenaje de la cuenca del río Tula se dividió en los tres sectores sur, centro y norte.

El sector sur comienza donde el río entra a la subcuenca del río Tula en dirección NO pasando por la presa Endho donde sigue una dirección NE hasta llegar a Mixquiahuala y Progreso de Obregón. Presenta drenaje dendrítico, paralelo y rectangular.

En la parte occidental entre el Estado de México e Hidalgo, los piamontes y las partes altas presentan un drenaje dendrítico hasta unirse con el afluente principal (río Tula); la montaña de Santa María Macua exhibe un drenaje radial que desemboca en la presa Endho en donde, el río Tula cambia de dirección (NE) y al occidente se incorporan las descargas del río Salado.

En la zona oriental se encuentra un drenaje subdendrítico y paralelo que confluye hasta encontrarse con el río Tula. En este sector sur los grandes afluentes de la subcuenca forman un drenaje paralelo hasta cambiar en dirección norte.

En el sector central el río sigue una dirección norte, se extiende desde Progreso de Obregón hasta unirse con el río Actopan; al occidente se encuentra la sierra de Ixmiquilpan conformada por rocas volcánicas con un drenaje dendrítico; el cual se observa al oriente en las Calizas del Cretácico.

En el sector norte el cauce del río Tula sigue una dirección NO y se comienza donde se une el río Actopan hasta la presa de Zimapán. Al sur del río Tula los lomeríos tienen un drenaje radial y en los piamontes es dendrítico, al norte el drenaje es paralelo y dendrítico.

La subcuenca de Actopan o Chicavasco presenta un drenaje angular, paralelo y radial. Para su descripción se dividió en sector sur, centro y norte. Su origen comienza en la zona montañosa de San Agustín Tlaxiaca al sur de Actopan; en este sector sur, el río sigue una dirección norte hasta la ciudad de Actopan, sus afluentes principales se encuentran al oriente y confluyen con el río las Cajas que cambia de nombre en la población de Chicavasco (Actopan o Chicavasco); en las partes altas y piamontes los tributarios tienen una distribución subdendrítica, sin embargo, las partes bajas de este sector conforman un sistema rectangular.

En el sector central el cauce cambia a una dirección NE y se extiende desde Actopan hasta el municipio de Cardonal, al oriente de este transecto recibe tributarios de un drenaje paralelo y el drenaje dendrítico; al occidente en la sierra San Miguel el sistema de drenaje es radial y la barranca el Xotho presenta un sistema dendrítico. Posteriormente se vuelve a observar un drenaje paralelo hasta que se vierte en la presa Dobodho, sus corrientes continúan hasta cambiar su curso al occidente. En el sector norte los principales afluentes

proviene de la sierra de Cardonal y tienen un sistema dendrítico paralelo; en este último trayecto el río se incorpora al río Tula.

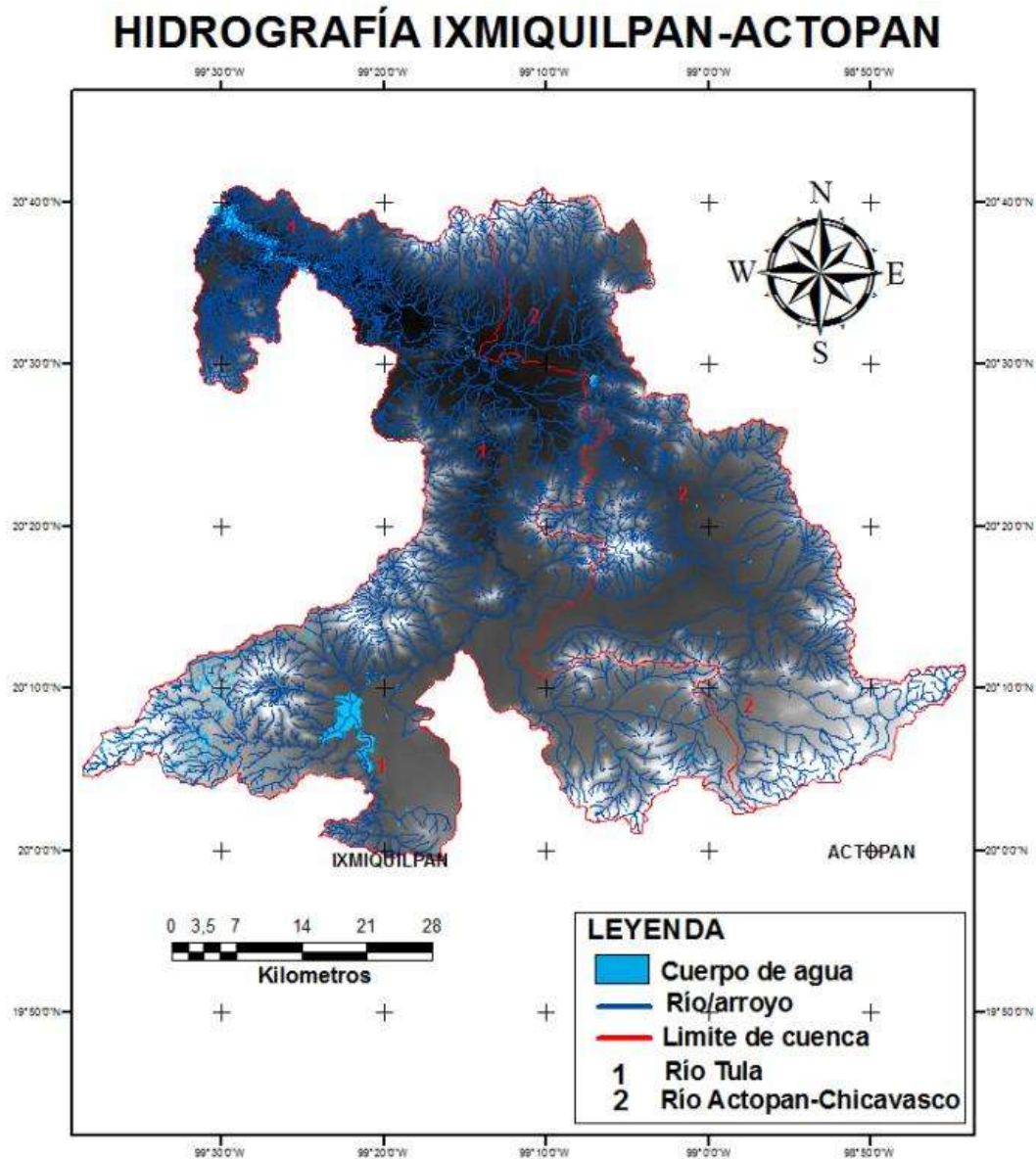


Figura 4. Cuencas hidrográficas de Ixmiquilpan y Actopan, sus principales afluentes son el Río Tula y Chicavasco-Actopan, pertenecen a la cuenca del Panuco y a la subcuenca del río Moctezuma.

I.9.4 VEGETACIÓN

Presenta una vegetación característica de la zona semiárida hidalguense, se establecen matorrales espinosos como *Mimosa spp*, *Yucca filifera*, las sierras compuestas por calizas se establecen matorrales de rosetófilos (*Agave lechuguilla*, *Agave striata*). En los terrenos de composición ígnea la vegetación dominante está constituida por *Opuntia* (Rzedowski, 2006). Estos matorrales son muy ricos florísticamente en la zona.

CAPÍTULO II. METODOLOGÍA

Nuestro trabajo de investigación se integra en tres partes: trabajo de gabinete, de campo y de laboratorio y se resume en el diagrama de flujo de la Figura 5.

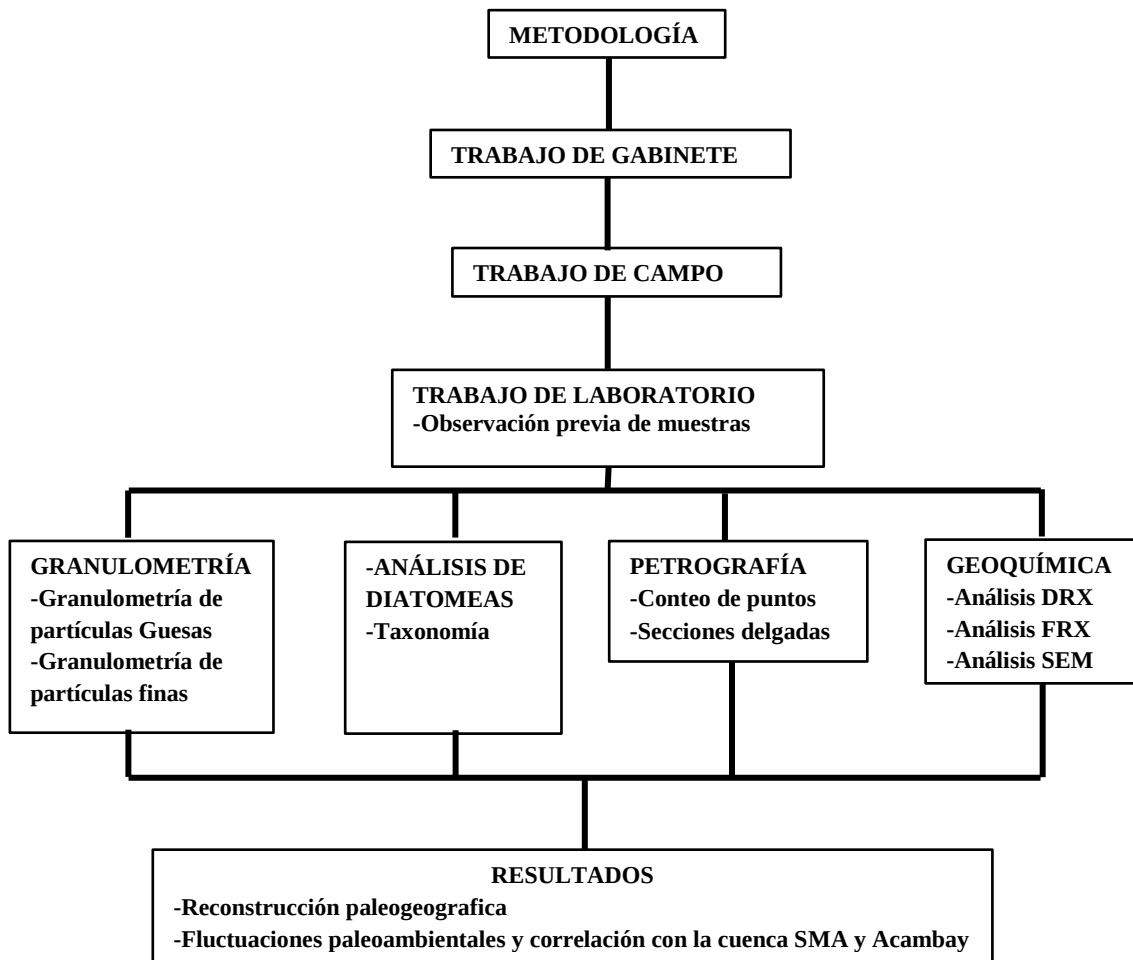


Figura 5. Diagrama de flujo que representa la secuencia del trabajo de investigación

II.1 TRABAJO DE GABINETE

Se recopiló toda la información del área de estudio como es: geológica y cartográfica (cartas topográficas, geológicas y mapas de datos vectoriales) y se realizó el modelo digital del área de interés. Se definió la zona de estudio a través de imágenes satelitales, cartas topográficas (F14C69, Tasquillo; F14C79, Ixmiquilpan; F14D71, Actopan) y geológicas (F14-C69, Tasquillo; F14-C79, Ixmiquilpan; F14-C89, Mixquiahuala; F14-D61, Metztlán; F14-D71, Actopan y F14-D81, Pachuca) escala 1: 50 000 y se realizaron mapas geológicos preliminares para posteriormente proceder con el trabajo de campo.

II.2 TRABAJO DE CAMPO

Una vez ubicada la zona, se realizaron cuatro salidas a campo en donde se seleccionaron los afloramientos y se hicieron descripciones generales del paisaje como estructuras geomorfológicas visibles, tipo y uso de suelo, vegetación, puntos claros de referencia y secciones geológicas.

Posteriormente, se elaboró una descripción del afloramiento (20 m aprox.) comenzando por el espesor y altura de la columna, estratos visibles tomando en cuenta el espesor de cada uno de ellos, color y tipo de material que lo constituye.

II.2.1 MUESTREO

Una vez realizada la evaluación general se comenzó una limpieza general de la columna retirando la parte intemperizada iniciando de la cima a la base con la finalidad de no contaminar cada uno de los estratos. Posteriormente, se comenzó una descripción detallada de cada uno los estratos que componen la columna los cuales se anotaron en una bitácora con el dibujo a escala de cada una de ellas, tomando en cuenta las características más sobresalientes como: Espesor (matriz), contactos (inferior y superior), color, dureza textura, granulometría (tamaño de partículas, selección), contenido de minerales, contenidos orgánicos y evidencias de algún evento geológico (microfallas, estructuras sedimentarias).

La toma de muestra se realizó con el auxilio de una espátula, para ello se comenzó de la base a la cima, obteniendo 500 g como mínimo para cada muestra; en el caso de los depósitos aparentemente lacustres se colectaron muestras a cada 10 cm. Para los estratos que presentaban estructuras primarias y una disposición grano a grano entre sus partículas, se colectó una muestra de cada una de las estructuras más sobresalientes.

II.3 TRABAJO DE LABORATORIO

Una vez obtenidas las muestras en campo se procedió con el trabajo de laboratorio.

II.3.1 OBSERVACIÓN PREVIA DE MUESTRAS

Se realizó una revisión de cada muestra en un microscopio estereoscópico con un aumento a 10X, se registraron todas las características posibles del tipo de material así como los minerales perceptibles a este aumento. Los materiales con tamaño de partícula menor a 1 mm (arenas finas, limos y arcillas) se observaron en un microscopio óptico a una resolución de 40X con la finalidad de detectar microorganismos característicos de ambientes lacustres.

Posterior a esta observación se definieron los tipos de muestra a los cuales se realizó un análisis de diatomeas, granulometría, petrografía, difracción de rayos X, fluorescencia de rayos X (FRX) y análisis mediante microscopía electrónica de barrido (SEM).

II.3.2 ANÁLISIS DE DIATOMEAS

Una vez revisadas las muestras en donde había diatomeas se procedió a realizar la fijación de acuerdo a la metodología propuesta por Gasse (1980). Se pesaron 0.5 g de muestra en

seco y se colocaron en un vaso de precipitados, se agregaron 30 mL de peróxido de hidrogeno (H_2O_2) y se calentó en una parrilla a 70 °C-80 °C cubriendo el vaso de precipitados con un vidrio de reloj hasta eliminar la materia orgánica (sin efervecen), evitando que el peróxido se evaporara totalmente.

Una vez eliminada la materia orgánica se agregaron 20 mL ácido clorhídrico 30% y se repitió el mismo proceso realizado en la agregación del peróxido de hidrógeno, esto con la finalidad de eliminar los carbonatos; una vez eliminada la materia orgánica y los carbonatos, se observó un concentrado de color blanco en el fondo del vaso indicando materiales silíceos que incluyen diatomeas. Toda esta actividad se realizó en una campana de extracción.

Las muestras se colocaron en vasos de precipitados realizando varios enjuagues con agua destilada, eliminando el sobrenadante y evitando que se mezclara con el concentrado, esta operación se realizó hasta que la muestra alcanzó un pH neutro.

Posteriormente, se tomó una alícuota de 2 mL colocándose en un cubreobjetos, estas alícuotas que se introdujeron en un desecador hasta que quedaron totalmente secas, sucesivamente las muestras se fijaron con resina nafrax.

II.3.3 ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO

El análisis granulométrico es todo procedimiento manual o mecánico por medio del cual se puede separar los agregados según sus tamaños. Se utilizan mallas de diferentes aberturas, las cuales proporcionan el contenido de partículas de diferente tamaño.

Esta técnica se realizó a través del análisis por tamizado en seco, que consta de un sistema de cilindros paralelos que incluyen una maya metálica interior con agujeros cuadrados de diferentes tamaños que llegan a medir partículas desde Φ -6 (63 mm) a Φ 5 (0.063 mm) y se generan distribuciones en peso.

Los criterios que se consideraron fueron el tamaño, forma, densidad, orientación de los clastos, tiempo de tamizado y la forma de aplicar el tamizado que en este caso fue mecánico. La muestra se cuarteó y se colocó en un horno durante 12 horas a una temperatura de 60 °C. Este procedimiento impide que se formen grumos durante el tamizado y que se tapen los orificios. Las muestras fueron disgregadas manualmente y se pesaron en una balanza de precisión.

Esta muestra se introdujo en los tamices y se agitó por más de 10 minutos, una vez finalizado se tomó la muestra retenida en cada maya, colocándose en bolsas etiquetadas, se pesó cada fracción obtenida y se anotaron los datos para el registro de cada muestra.

Se efectuó la cuantificación de los resultados de acuerdo con el peso total de la muestra y el peso de cada porción retenida en la malla, se calculó el porcentaje del peso, volumen

acumulativo y su porcentaje; posteriormente se graficaron los datos con el programa Grapher para su evaluación.

Para conocer los porcentajes de partículas finas, se utilizó un granulómetro Coulter, el cual incide un rayo de luz láser en su interior midiendo el tamaño de partícula y registrándose en un software.

II.3.4 ANÁLISIS PETROGRÁFICO

Antes de realizar la petrografía se realizó una revisión de las muestras reconociendo los minerales presentes, después se realizó el conteo de 500 puntos como mínimo para obtener la variabilidad de minerales en cada muestra. Posteriormente, se tomaron las muestras más representativas para la elaboración de láminas delgadas.

Para la elaboración de las láminas delgadas se colocó resina epóxica y una porción del sedimento, para su secado se colocaron en una plancha, una vez obtenida una consistencia dura se realizó un corte del tamaño del cubreobjetos, se comenzó con el pulido, que consistió en pasar por un desbastador a la lámina aplicando abrasivos de carburo de silicio de 250, 400 y 600 (40, 25 y 15 μm , respectivamente) obteniendo una lámina de aproximadamente 30 μm de grosor.

II.3.5 GEOQUÍMICA

II.3.5.1 ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

La aplicación de este método se realizó a las arcillas principalmente para determinar la presencia de minerales secundarios y poder definir los minerales que tienden a transformarse por óxido-reducción en diferentes condiciones ambientales.

Se colocó una muestra de aproximadamente 0.5gr en un mortero de ágata y se trituro hasta dejar una fina porción del material, después el mortero se lavó y limpió con alcohol etílico para evitar la contaminación entre cada una de las muestras. Al término de esta actividad se introdujo en un Difractómetro de rayos X Siemens D5000, que tomó la medición obteniendo un difractograma y finalmente con el software Eva se identificaron las fases mineralógicas presentes en las muestras procesada.

II.3.5.2 ANÁLISIS DE FLUORESCENCIA DE RAYOS X (FRX)

Este análisis consistió en determinar la presencia de Hierro, Aluminio, Titanio, Magnesio, Manganeso, Calcio y Potasio como indicadores *proxies* de facies húmedas y secas. Para llevar a cabo este análisis se trituro la muestra en un mortero de ágata hasta obtener un pulverizado homogéneo.

Dependiendo del equipo a utilizar las muestras se pueden analizar elaborando tabletas, perlas o muestras en polvo. Para este caso se tomaron 8 g de muestra en polvo y se enviaron para su análisis.

Se utilizó el método de perlas, este consiste en seleccionar un fundente; este es el compuesto que al mezclarse con la muestra permite obtener resultados más óptimos, que reducen el punto de fusión y la viscosidad permitiendo una disolución homogénea entre las partículas de la muestra.

El fundente más usual es el tetraborato de litio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$), este compuesto reacciona con óxidos alcalinos como el óxido de potasio (K_2O), óxido de calcio (CaO) y óxido de magnesio (MgO), pero su mezclado con metaborato de litio (LiBO_2) extiende su capacidad para solubilizar óxidos como el óxido de aluminio (Al_2O_3), óxido de sílice (SiO_2)

Una vez seleccionado el fundente se pesaron 9grs y 1grs de muestra en un vaso de precipitados, este contenido se vació en un crisol sin dejar residuos en el vaso, se mezcló el contenido del crisol con una barra de teflón agregándose 2 gotas de bromuro de litio (conc. 250gL^{-1}).

Cuando se terminó con el proceso anterior se inició la fusión usando el programa tres del hornillo fluxi, al finalizar el ciclo de fusión (10 min), se esperó hasta que la perla alcanzó la temperatura ambiente, cuando se sacó del horno, este se introdujo al espectrómetro para su análisis.

El espectrómetro emite un haz de luz a través de un tubo de rayos X hacia la muestra, el haz de luz excitó los electrones de los elementos de la muestra, por lo que absorbió cierta cantidad de rayos X. A esta fracción de rayos dispersos se conoce como fluorescencia y son nombrados como Rayleigh y Compton, los cuales fueron reflejados en el espectro junto con los elementos que estaban en mayor concentración con la muestra medidos en ppm.

II.3.5.3. ANÁLISIS MEDIANTE MICROSCOPÍA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM)

Este análisis fue complementario y se realizó a minerales que no se identificaron en el microscopio estereoscópico, también a los sedimentos de arcillas y cenizas con la finalidad de conocer su morfología y composición química. Estos minerales no identificados, arcillas y cenizas se colocaron en celulosa, se metalizaron y se observaron al microscopio de barrido.

.

CAPÍTULO III. RESULTADOS

III. 1 ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

La zona de estudio se localiza dentro de las cuencas de Ixmiquilpan al oriente y Actopan en el occidente. En la cuenca de Ixmiquilpan se ubicó el sitio **El Oro** y que en Actopan los sitios de **Julián Villagrán, Cerritos, Lagunilla, Dextho y La Peña** (Figura 1). Estos afloramientos son descritos de acuerdo con la Arquitectura fluvial y clasificación de facies propuestas por Miall (1985, 1996) que se presentan en Cuadros 3 y 4, Anexo I.

III. 1.1 VALLE DE IXMIQUILPAN

III.1.1.1 EL ORO

Este afloramiento presenta una estratificación heterogénea, tiene una extensión lateral aproximada de 20 m y una potencia de 4.63m conformada por dos unidades. La secuencia sedimentaria se representa en la Figura 6a.

Unidad a. Tiene una base de 61 cm de espesor, constituida por arenas volcánicas consolidadas de tamaño de grano <2 mm. En contacto concordante le sobreyace un depósito arcillas con estructura en bloques subredondeados de color beige y un espesor que varía de 30 a 33 cm, con presencia de fitolitos; este depósito viene cubierto de forma erosiva por arenas finas semiconsolidadas de 20 cm de espesor, tamaño de grano <2 mm y microestructuras en ondulitas de color gris, le sobreyace un depósito de 17 cm compuesto por arcillas dispuestas en bloques subangulares, los fitolitos son notables al microscopio óptico a una resolución de 40X.

Unidad b. Sobreyace en contacto erosivo a la primera unidad, su base se compone de piroclastos de tamaño de ceniza poco consolidadas <2 mm siendo su límite superior erosivo (5) que formando canales de relleno fluvial constituidos de granos mal seleccionados con baja madurez textural, presenta laminación continua paralela y lenticulaciones (6), estos depósitos tienen un espesor de 4 a 50 cm, segmentados hacia el oriente por el depósito superior (séptimo depósito). Figura 6b

El séptimo depósito tiene espesores que van de 76 cm a 1.19 m, con un color que varía de blanco a ambar, compuesto por pómez con granoclasificación positiva, bien seleccionadas, alta madurez textural y grano sostenido >2 mm; sus estructuras primarias incluyen laminación continua paralela y lenticulaciones (>50 cm) formando límites de superficie en set. Figura 6c

Hacia la cima de esta segunda unidad se encuentran tres estratos semejantes en estructura (8, 9, 10) y alcanzan un espesor de 102 cm, se compone de granos de pómez (>2 mm) de color gris y ámbar, bien seleccionados y buena madurez textural. En la matriz es posible observar capas discontinuas de 3 cm de espesor y lentes de cenizas, sus estructuras internas

son laminaciones paralelas continuas, también se observaron fragmentos de rizolitos bien conservados (10).

Le sobreyacen un estrato de 16 cm de espesor (11) constituido por cenizas volcánicas semiconsolidadas de tamaño fino intercalada con pómez >2 mm, esta secuencia viene cubierta por un depósito de pómez (12) con un espesor de 20 cm y las mismas características a los depósitos que le infrayacen. Sobreyaciendo a esta unidad se observan dos depósitos limo-arcillosos con espesores de 42 cm (13) y 32 cm (14), los cuales coronan la cima de este afloramiento. En estos últimos depósitos se observaron fitolitos.

De acuerdo con sus características texturales y estructuras sedimentarias se determinaron las facies que se presentaron en esta cuenca que fueron fluvio-cenagosas los cuales conforman la primera unidad, sin embargo, existe un cambio a facies fluviales de baja energía (segunda unidad) y hacia la cima se tornan cenagosas.

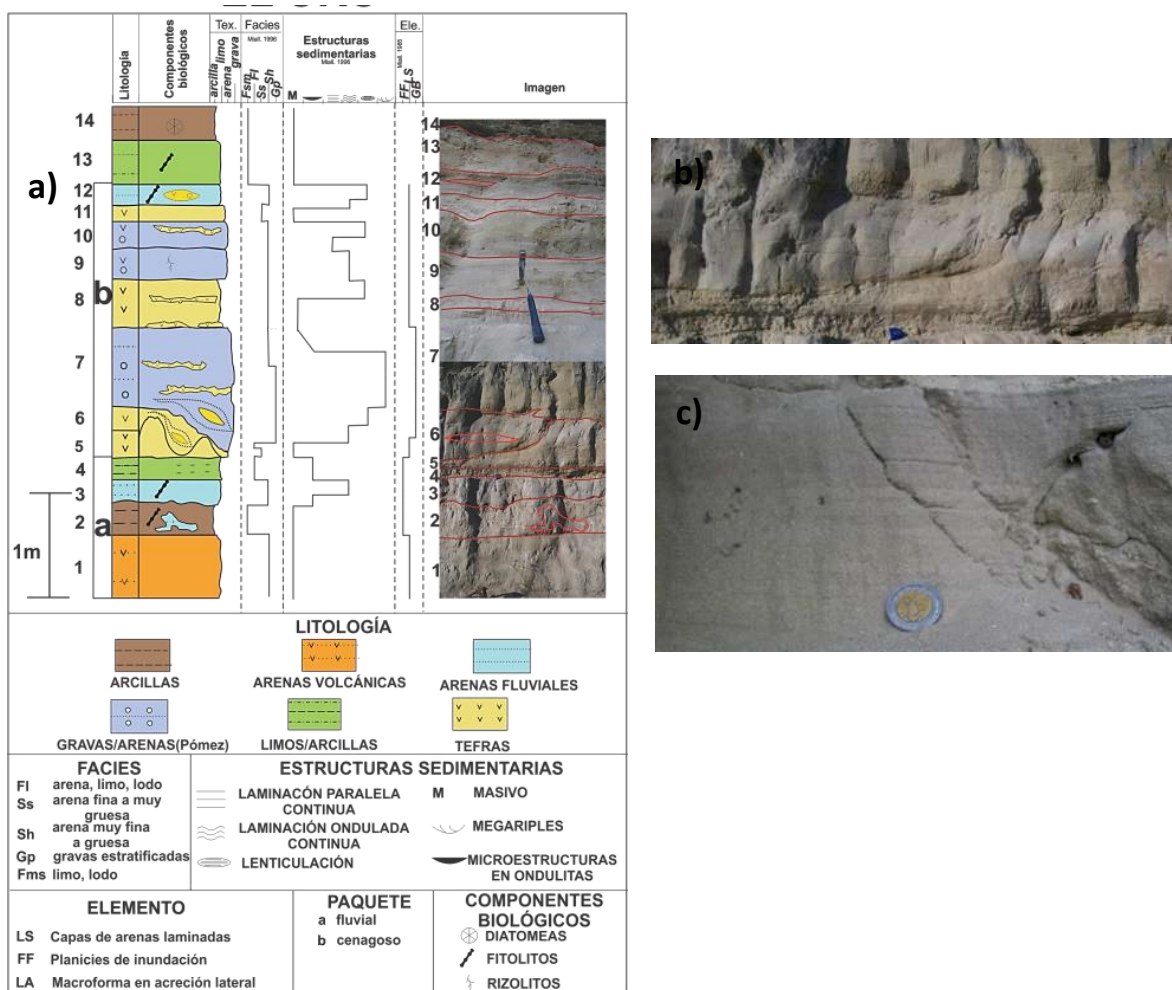


Figura 6. a) Esquema de la columna del Oro en el Valle de Ixmiquilpan se caracteriza por presentar una estratificación heterogénea. **b)** Canal de relleno con una lenticulación y laminación ondular continua. **c)** Laminación paralela continua típica de los estratos superiores, estos depósitos se componen de pómez.

III. 1.2 VALLE DE ACTOPAN

III.1.2.1 JULIÁN VILLAGRÁN

Es una de las secciones más extensas en la zona, conforma parte de los piamontes, en la parte septentrional abarcando las comunidades de Patria Nueva, Yolotepec y Julián Villagrán; en la zona meridional es posible observarse en Santiago de Anaya y la comunidad de Boxaxni. El muestreo se realizó en Julián Villagrán registrando una potencia de 9.64m. Presenta una estratificación cíclica (Figura 7a), con contactos concordantes agrupados en dos unidades.

Unidad a. Se compone principalmente de estratos de arcillas y limos, se observan fitolitos a partir del tercer depósito hasta la cima de la unidad. En la base se encuentra un estrato limo arcilloso color beige con 14 cm de espesor con estructura en bloques subangulares (1), en contacto transicional le sobreyace un estrato arcilloso de color café con estructura columnar y un espesor de 22 cm (2).

Continuando hacia la cima de esta unidad, en contacto transicional se observan dos estratos consolidados y masivos de limos que presentan porosidad primaria y con espesores de 50 cm (3) y 81 cm (4) respectivamente, estos son sobreyacidos por dos niveles limo arcillosos de 40 cm cada uno (5 y 6), le sobreyace un paleosuelo que varía en su espesor de 0.30 m a 1 m y presenta láminas milimétricas de carbonatos así como una estructura columnar (7).

Este paleosuelo está coronado por un depósito limo arenoso deleznable de 30 cm (8). Le sobreyace en contacto concordante un depósito de 40 cm compuesto por piroclastos de un tamaño de ceniza subangulares color gris claro de grano fino <2 mm (9). Este nivel es sobreyacido por la segunda unidad

Unidad b. Tiene una potencia de 7.20 m que consiste en estratos de caliche alternados con paleosuelos; sin embargo, los fitolitos se encuentran en toda la secuencia de esta unidad.

Los caliches (10, 12, 14 y 16) presentan una estructura en láminas y bloques con costras calcáreas y alto grado de dureza, cabe resaltar que el caliche que conforma la cima se extiende por toda la cuenca de Actopan (16) (Figura 7b).

Los paleosuelos (11, 13 y 15) contienen una estructura columnar con láminas calcáreas, cutanes y porosidades secundarias (Figura 7c y d). La litología y su ordenamiento corresponden a facies de planicies de inundación que posteriormente formaron terrazas fluviales quedando adyacentes al antiguo paleocanal y actualmente bordean los depósitos del Cuaternario (Qal) de la Figura 3 del capítulo I.



III.1.2.2 CERRITOS

Unidad a. Tiene una extensión lateral de 20 m aprox. y una potencia de 5m, esta agrupado en una sola unidad; la base corresponde a un depósito arenoso de 1.90 m de estructura masiva, matriz arenosa con un tamaño de grano >5 mm mal seleccionados y con moderada madurez textural (1); la matriz incluye clastos de pómez de 1 cm bien seleccionados; en la parte intermedia hacia la cima se observa estratificación paralela continua.

Los límites de superficie en set son originados por migración en bedform y se muestran concordantes con el estrato arcilloso que le sobreyace (Figura 8a), es posible observar biotita en muestra de mano, según Bravo-Cuevas (*com. per.* 2013) el bioindicador cronológico para este nivel pertenece a la familia cervidae de edad pliocénica. (Figura 8b)

Esta secuencia fluvial se interdigita al oriente con dos depósitos masivos de arcillas plásticas de 60 cm y 1m de espesor; en contacto concordante sobreyacen dos estratos arcillosos de 50 cm (3) y 30 cm (4), presenta bioturbación por raíces a causa de la vegetación actual, posteriormente, es interrumpido por un depósito masivo de arenas finas de 30 cm, con tamaño de partículas <2 mm (5). Todos los depósitos arcillosos presentan un color café oscuro y fitolitos.

Hacia la cima se encuentran otro nivel arcilloso de consistencia plástica (6) de 1.50 m en donde es posible apreciar restos óseos de mamíferos fragmentados (40 cm de la base a la cima. Figura 8c). Cerritos se conforma por facies fluviales ocasionadas por un flujo de gravedad hacia un flujo de capas planas que posteriormente cambian a facies cenagosas.

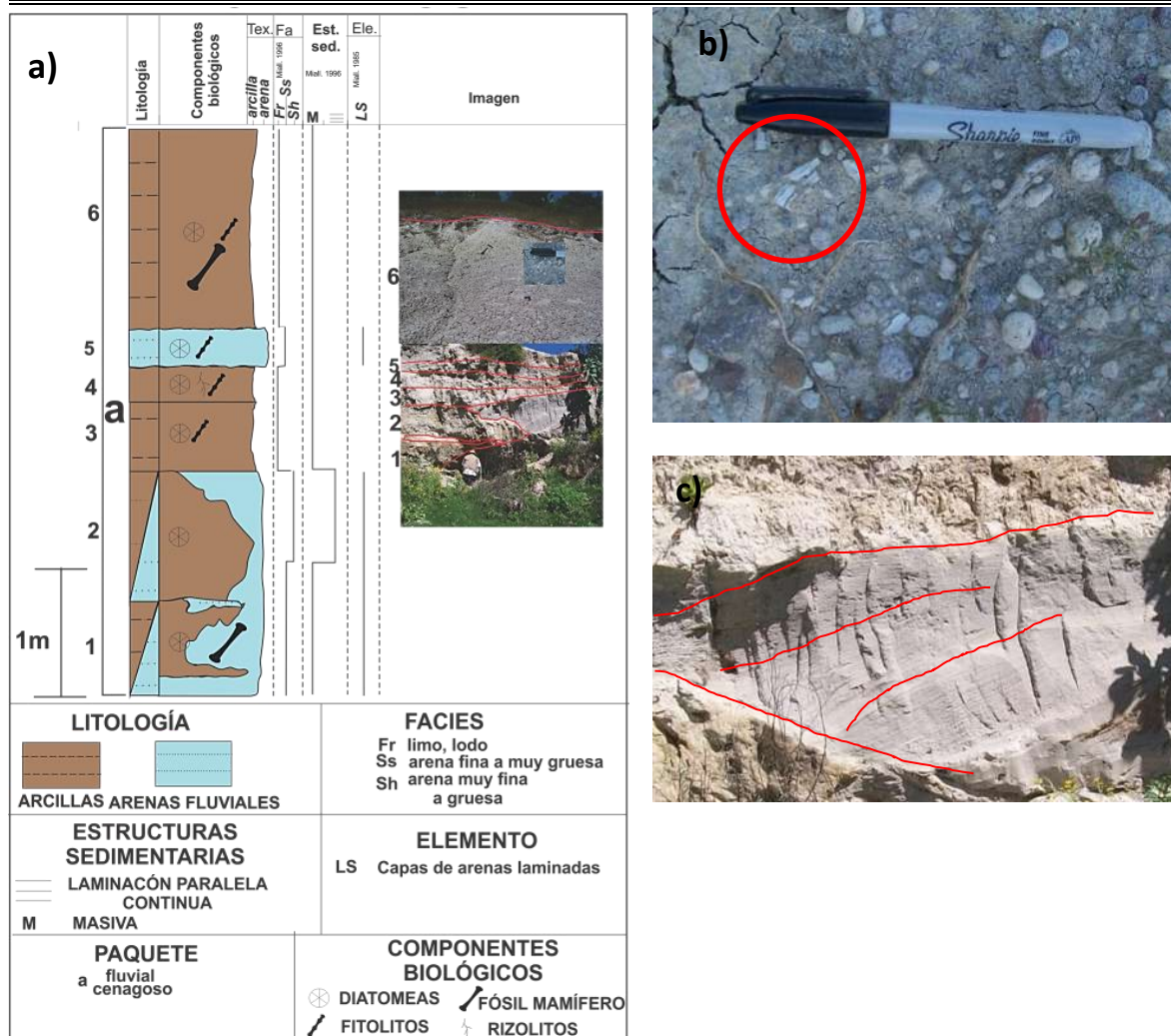


Figura 8. a) Columna de Cerritos, los depósitos de arcillas se interdigitan con las arenas. **b)** La primera imagen contiene fragmentos óseos. **c)** Laminación paralela continua agrupada en sets.

III.1.2.3 LAGUNILLA

a) LAGUNILLA I

Columna con una potencia de 9.70 metros, se compone de cinco unidades.

Unidad a: corresponde a cinco estratos arcillosos de contactos transicionales con un tono marrón en la base y blanco hacia la cima.

El estrato basal es de 1m de espesor, se dispone en una estructura columnar; el segundo estrato es de 25 cm, estructura en bloques subredondeados, contiene líticos redondeados (0.5 a 1 cm), sobreyaciendo se encuentra el tercer estrato con 2.25 m, muestra una estructura columnar con fracturas en zig zag dispuestas horizontalmente.

En estos tres primeros depósitos es evidente la pedogénesis con cutanes, porosidades, cavidades de raíces, costras y láminas calcáreas. Estos depósitos pedogenizados están sobreyacidos dos estratos arcillosos de contacto transicional (4 y 5), presentan una estructura columnar y son de color blanco. Estos dos estratos alcanzan un espesor de 1.30 m.

Unidad b. la base está conformada por un depósito de arenas volcánicas de 22 cm con tono gris claro, semiconsolidadas y partículas <2 mm, contacto erosivo (6), hacia su cima viene cubierto por una lámina de diatomita de 1 mm de espesor (7), cubierta a su vez por un depósito de caída (8) de 10 cm con un tono gris, vidrio shard, dispuesto grano a grano bien seleccionado y baja madurez textural, su base y parte intermedia esta mezclada con la diatomita subyacente.

Este depósito viene sobreyacido por 10 cm de piroclastos del tamaño de ceniza, color blanco, que incluyen vidrio shard, pómez y escoria; dispuestas en láminas de cenizas y arcillas; en algunos contactos de las láminas es posible observar oxidación, los minerales presentes son biotita y cuarzo.

Le sobreyacen dos estratos de 40 cm cada uno (10 y 11), de consistencia deleznable de grano fino <2 mm, con contacto erosivo, vidrio shard, pómez y escoria, lentes de limos (3-5 cm) y minerales de biotita. Le sobreyace un nivel de limos con 10 cm (12) y arcillas (13) (38 cm de espesor) semiconsolidadas. La segunda unidad culmina con un depósito de tefras <2 mm y gravas de pómez de 1-3 cm con alta madurez textural y laminación paralela continua, se puede apreciar biotita en muestra de mano (14).

Unidad c. La tercera unidad consiste de un estrato masivo de arenas fluviales (1.30 m) con clastos de pómez (2-3 cm) dispuestos en laminación paralela discontinua y capas discontinuas de cenizas re TRABAJADAS y arenas finas de 65 cm, cuyo tamaño de grano es <2 mm (15) este depósitos esta coronado por arenas volcánicas re TRABAJADAS (<2 mm) con estructuras en laminación ondular continua (16).

Le sobreyace la **cuarta unidad (d)** que consiste en un depósito de arcillas plásticas (17) cubierto por un depósito de limos consolidados de 1.30 m (18), corona la **quinta unidad (e)** un caliche de 1.70 m (19) semejante al de la columna de Julián Villagrán.

En conclusión la columna se asocia a facies supralitorales que fueron interrumpidas por facies vulcanoclásticas y posteriormente fueron sobreyacidas por facies fluviales coronadas por caliche.

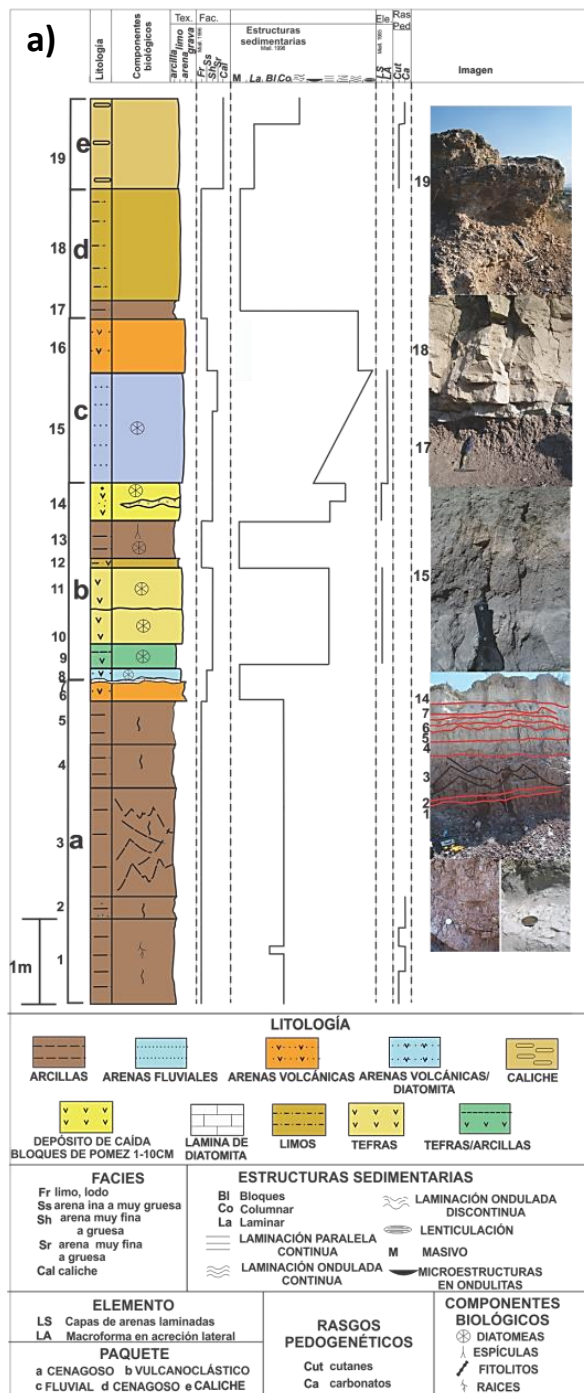


Figura 9. a) La sucesión sedimentaria de este sitio se agrupa en cinco unidades de diferentes ambientes. **b)** Afloramiento de la columna Lagunilla I, la base destaca por presentar depósitos de arcillas con fracturas en Zigzag como posibles grietas de desecación. **c)** Lámina de diatomita de 1mm de espesor sobreyacido por arenas volcánicas. **d)** Depósito de caliche que corona la secuencia sedimentaria, mantiene semejanza con el caliché de J. Villagrán.

b) LAGUNILLA II

Presenta 3m de potencia agrupado en dos unidades. La **Unidad a.** en su base se encuentran arcillas consolidadas de 25 cm, su estructura columnar presenta pedogénesis, están sobreyacidas por un depósito de arenas volcánicas <2 mm (62 cm de espesor) consolidadas y homogéneas (2), el contacto entre el estrato subyacente es concordante y el sobreyacente es erosivo. Sobre las arenas se observa una lámina milimétrica de diatomita. Le sobreyacen arenas mezcladas con clastos de la diatomita subyacente, estas arenas tienen un tono gris con partículas <2 mm, baja madurez textural y un espesor de 8 a 10 cm (3).

Unidad b: En contacto erosivo con la unidad “a” se observa un estrato de 15 cm con una estructura en láminas continuas de piroclastos del tamaño de ceniza y arcillas que tienen 0.5 cm (4) y vienen cubiertas por un nivel volcánico de 30 cm de espesor, se compone de piroclastos de tamaño ceniza (5) de grano fino deleznable, le sobreyace un depósito de caída retrabajados (6) compuesto de pómez formando lentes en la base, el material de los lentes está conformado por bloques de pómez que van de 1 a 10 cm de diámetro, presentando alta madurez textural, es notable la presencia de biotita (Figura 10c).

Estos depósitos de caída presentan una estructura dispuesta en láminas continuas de 1 y 5 mm de espesor, el tamaño de grano es <2 mm, sobreyacen arenas volcánicas de menor espesor (10 cm) (7 y 8). Sobreyacen dos estratos de piroclastos tamaño ceniza retrabajados con 15 cm (9) y 30 cm (10), estos estratos presentan características semejantes al sexto depósito, la cima de esta unidad es coronada por un depósito limo arcilloso de 28 cm (11), la mayoría de estos estratos presentan características semejantes a la columna anterior y las facies que conforman esta unidad son vulcanoclásticas. La sucesión sedimentaria y cambio de facies de esta columna se representan en las Figuras 10a y b

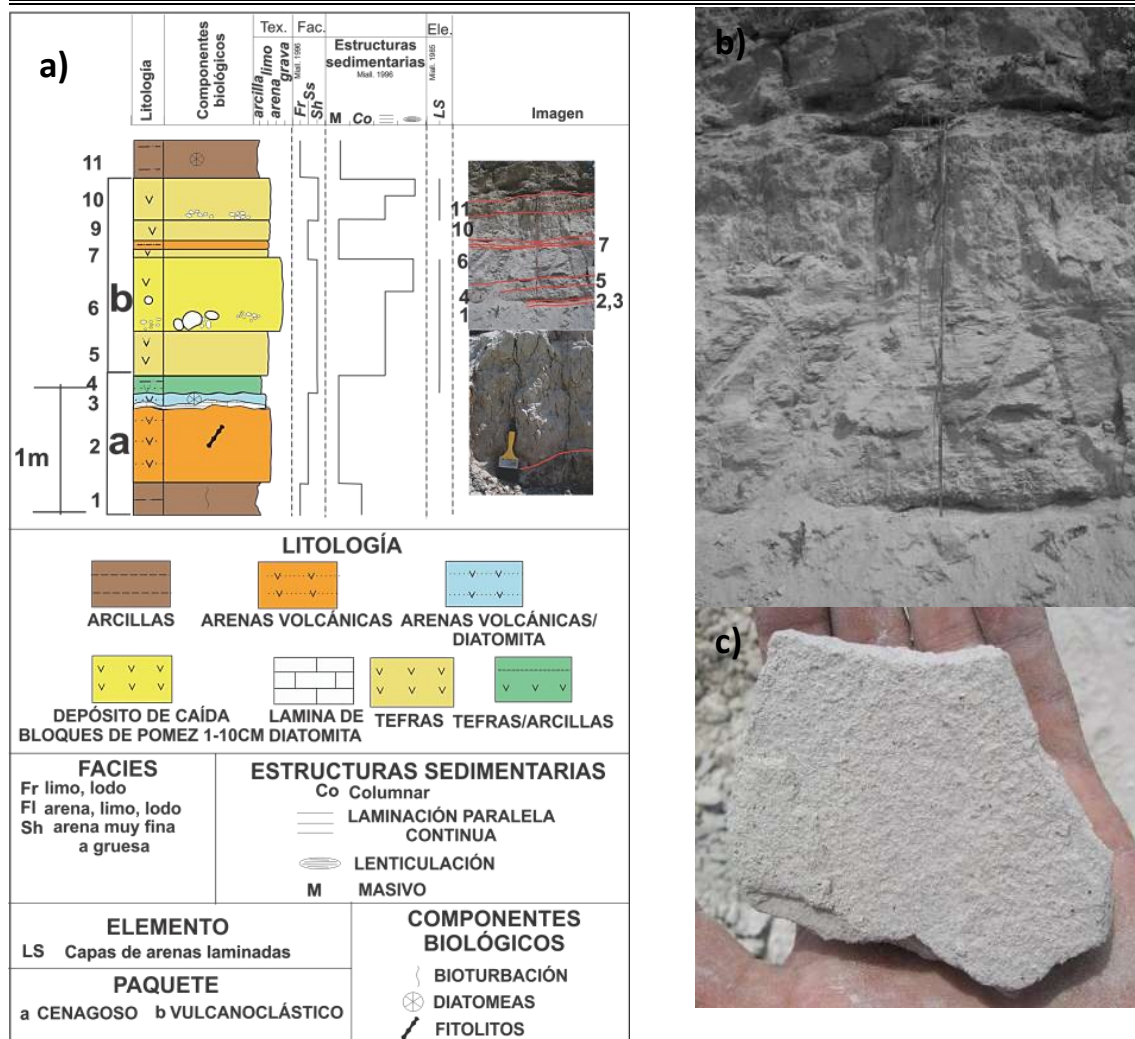


Figura 10. a) Columna con depósitos de arcillas en la base y epiclástitas hacia la cima, corresponde a una unidad cenagosa y vulcanoclástica. **b)** Sedimentación de la unidad vulcanoclástica. **c)** Cristales de biotita en muestra de mano.

c) LAGUNILLA III

Columna de 3.62m de espesor que aflora en una cárcava agrupada en una sola unidad. **Unidad a.** Consiste de una sucesión de arcillas (1 y 2) en bloques subredondeados, de color marrón, en esta sucesión solo son evidentes los cutanes y la porosidades secundarias; estas arcillas vienen cubiertas por un depósito de arenas con laminación ondular (3 y 4) de 30 y 20 cm, sobreyacidos por dos estratos limo arenosos consolidados en bloques subredondeados, esta secuencia viene coronado por un nivel arcilloso (10 cm). De acuerdo con las características estratigráficas, ésta columna presenta facies de ambiente supralitoral interrumpidas por facies de planicies de inundación, semejante a la primera unidad de la columna Lagunilla I. Figuras 11a, b y c

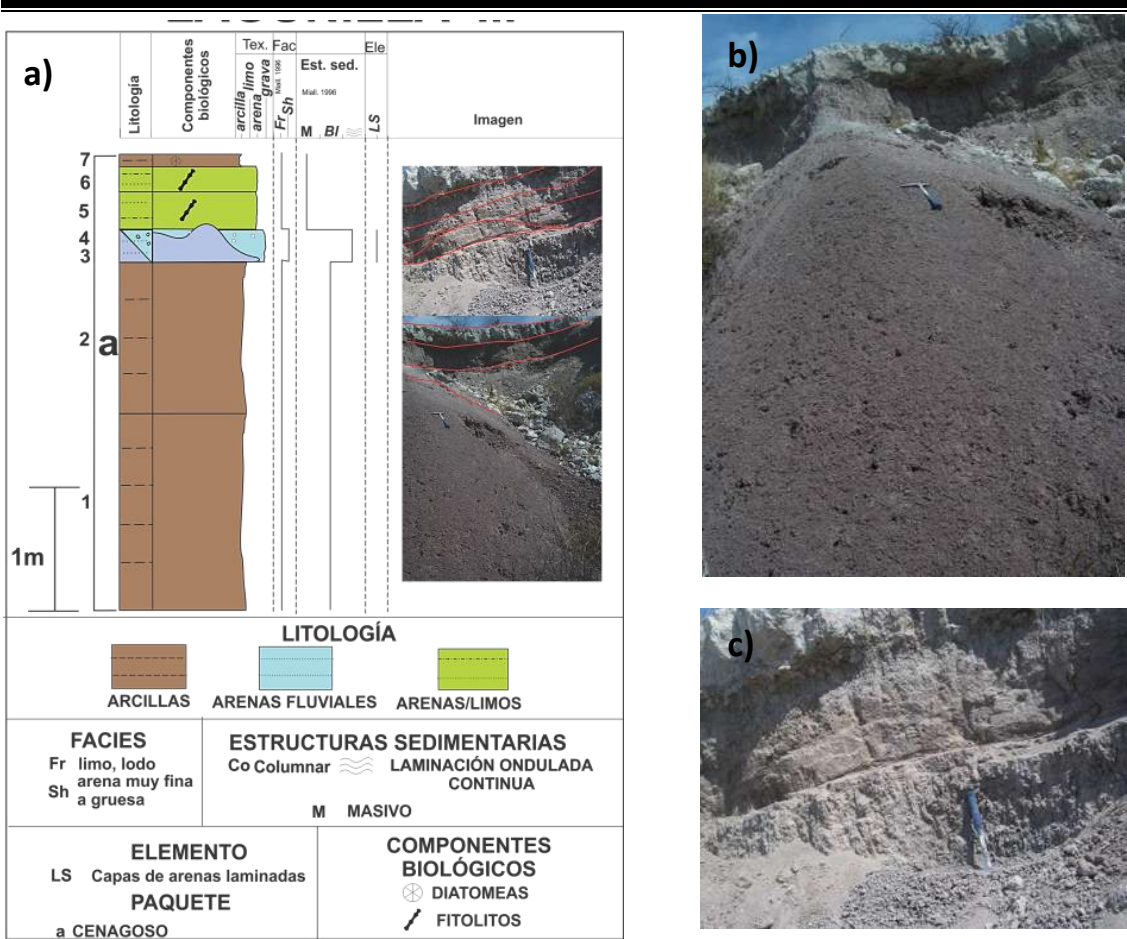


Figura 11. a) Columna de Lagunilla III, se desarrollo en un ambiente cenagosos con entradas fluviales de pequeños canales de facies arenosas. **b)** Las arcillas de la base se disponen en bloques y se encuentra en contacto transicional con la arcilla sobreyacente. **c)** La cima presenta pequeños canales fluviales de baja energía.

d) LAGUNILLA IV

Columna con una potencia de 8.86m agrupada en dos unidades (Figura 12), la primera unidad esta expuesta en una trinchera de 15x30 m aprox, actualmente se utiliza para la explotación de arenas que alcanzan una profundidad mayor a 10 m (*com. per.* con comunidad, 2013).

Unidad a. La base está compuesta por dos estratos de gravas y arenas; el primer estrato tiene un espesor de 19 cm y el segundo 63 cm, con contactos erosivos, los clastos aparentan oxidación y están bien seleccionados con buena madurez textural, dispuestos grano a grano; las estructuras primarias en la parte distal incluyen megaripples con estratificación cruzada cóncava que forman límites de superficie en coset (Figura 13). Hacia su zona proximal se observaron estructuras flaser, láminas discontinuas, ondulitas, estratificación cruzada y rizaduras que en ocasiones se interdigitan con limos del estrato subyacente dando lugar a una macroforma en acreción lateral (Figura 14).

En ambas zonas proximal y distal, se observan minerales de magnetita, piroxenos, cuarzo y feldespatos con imbricación de algunos clastos en dirección NE. En la zona proximal se encontró un molar, según Bravo-Cuevas (*com. per.*, 2013) podría pertenecer al género *Equus* o de la familia cervidae (Figura 12b).

Le sobreyace, en contacto erosivo, un estrato masivo de 49 cm conformado por arenas de tamaño homogéneo ± 2 mm, de cuarzo y feldespatos (3). En contacto transicional se observa un depósito consolidado de limos (62 cm) cuya estructura presenta porosidad primaria, también, es frecuente la presencia de fitolitos, cuarzo y micas (4). La cima de este estrato es erosiva y viene cubierta por un depósito de arenas de 36 cm (5) su estructura consiste en laminación paralela continua intercalado con lentes de limos, los minerales perceptibles en muestra de mano son magnetita, cuarzo y plagioclasas.

Estas arenas son sobreyacidas por limos consolidados de 50 cm de espesor, con deformación convoluta, los fitolitos son evidentes en este sexto depósito, posteriormente, en el flanco sur los limos son erosionados por arenas fluviales de 70 cm (7), la base de este depósito son arenas finas dispuestas en rizaduras y hacia la parte céntrica se observan gravas masivas con buena madurez textural, mal seleccionados, erosivamente se sobrepone un depósito arenoso de 57 cm con estructuras flaser y laminación discontinua (8). Los minerales característicos de las arenas son magnetita, cuarzo y feldespatos. La cima de esta primera unidad está constituida por limos consolidados con porosidad primaria (9).

No se observa una continuidad vertical entre la primera y segunda unidad a causa de las actividades antropogénicas.

Unidad b. la segunda unidad (5.50 m) inicia con el depósito de una arcilla consolidada (10) cubierta por arenas con lentes de ceniza (11). El contacto entre ambas secuencias es erosivo, sobreyaciendo aparece una sucesión cíclica limo arcillosas semiconsolidadas con presencia de fitolitos y se alternan con depósitos volcánicos consolidados de caída aérea y sus partículas son < 2 mm, los minerales más comunes son el cuarzo y biotita, además, de vidrio shard esta sucesión cíclica agrupa los estratos 12-21; esta unidad se vuelve más arcillosa hacia la cima (22).

Los depósitos de este sitio facies fluviales en bedform y macroformas en acreción lateral, depósitos de canales abandonados, con planicies de inundación, ocasionadas por la migración de canales; hacia la cima se distinguen facies cenagosas alternadas con facies vulcanoclásticas.



Figura 13. Depósitos fluviales de la base de la columna, se observa la zona distal con megariipples de 60 cm de largo, con límites de superficie en coset, en la parte distal las estructuras corresponden a rizaduras y se interdigita con limos; en esta zona proximal se registró un molar fósil.

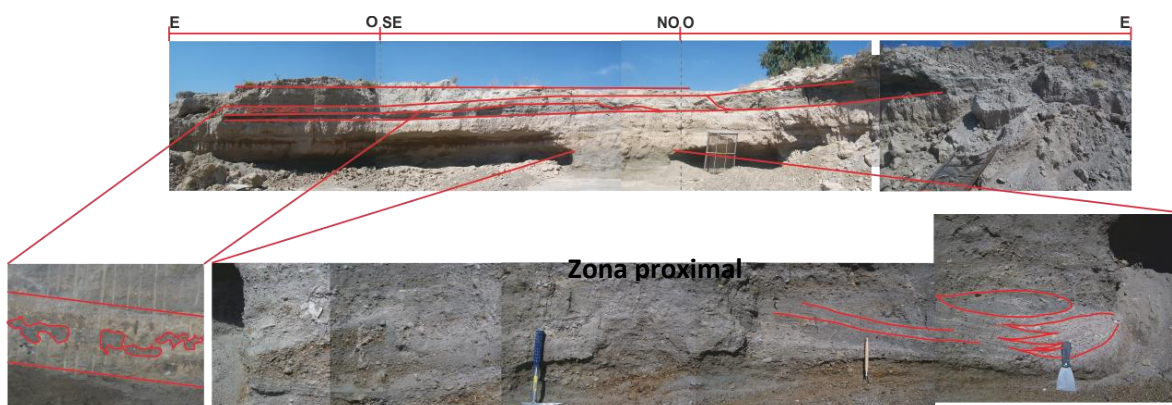


Figura 14. Depósitos fuviales alternados con depósitos de planicies de inundación, los fluviales de la base presenta estructuras en laminación ondular continua, lenticulciones, rizaduras y flaser, las convolutas se encuentran en el penúltimo depósito.

III.1.2.4 DEXTHO

Esta columna sobreyace a la columna lagunilla IV, tiene una potencia de 10 m y se agrupa en tres unidades (Figura 15a).

Unidad a. Se conforma por un depósito limo arcillosos de 60 cm de espesor (1), cubiertos por arcillas con 1.60 m de espesor (2) que hacia la cima se tornan más blanquecinas de 30 cm (3), ambos estratos (2 y 3) presentan una estructura columnar. Estas arcillas están sobreyacidas por la segunda unidad.

Unidad b. comienza con un depósito de arenas volcánicas (<2 mm) compactas y homogéneas de 50 cm de espesor (4) cubiertas por un nivel laminar de diatomita (5). Cabe mencionar que estos depósitos de arcilla-arena-diatomita se distingue a nivel regional (Lagunilla I y II).

Hacia la cima, los estratos vulcanoclásticos (2 m de espesor) presentan una estructura dispuesta en láminas continuas, lentes de pómez (bloques < 10 cm) que exceden el metro de longitud (Figuras 15b y c), contienen vidrio shard, pómez y escoria, la biotita se observa en muestra de mano (8-13).

Unidad c. sobreyace en contacto discordante al último depósito de la segunda unidad y se conforma por depósitos fluviales de partículas finas intercalados con lentes de cenizas y arenas con un espesor de 2.40 m, presentan laminación paralela discontinua (16-20). Esta

columna estratigráfica en su cima es erosionada por un paleocanal de 2 m de anchura y 80 cm de altura, de morfología tabular y rellenos de depósitos masivos de arenas y gravas con alta madurez textural y pobremente seleccionados (21-24) cubiertos por 1.50 m caliche (25) en su cima que es la última secuencia.

La secuencia sedimentaria de esta columna es similar en las facies y estructuras de lagunilla I, y las facies de esta columna son supralitorales, vulcanoclásticas y fluviales coronadas por caliche.

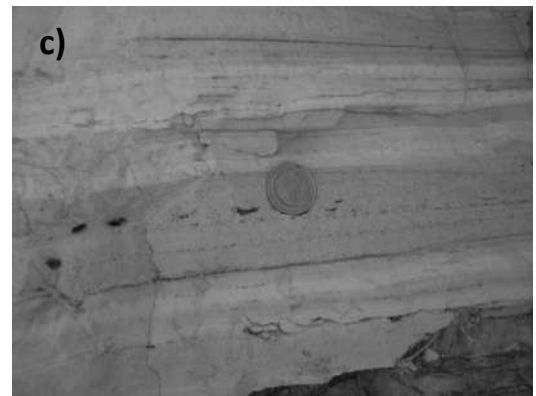
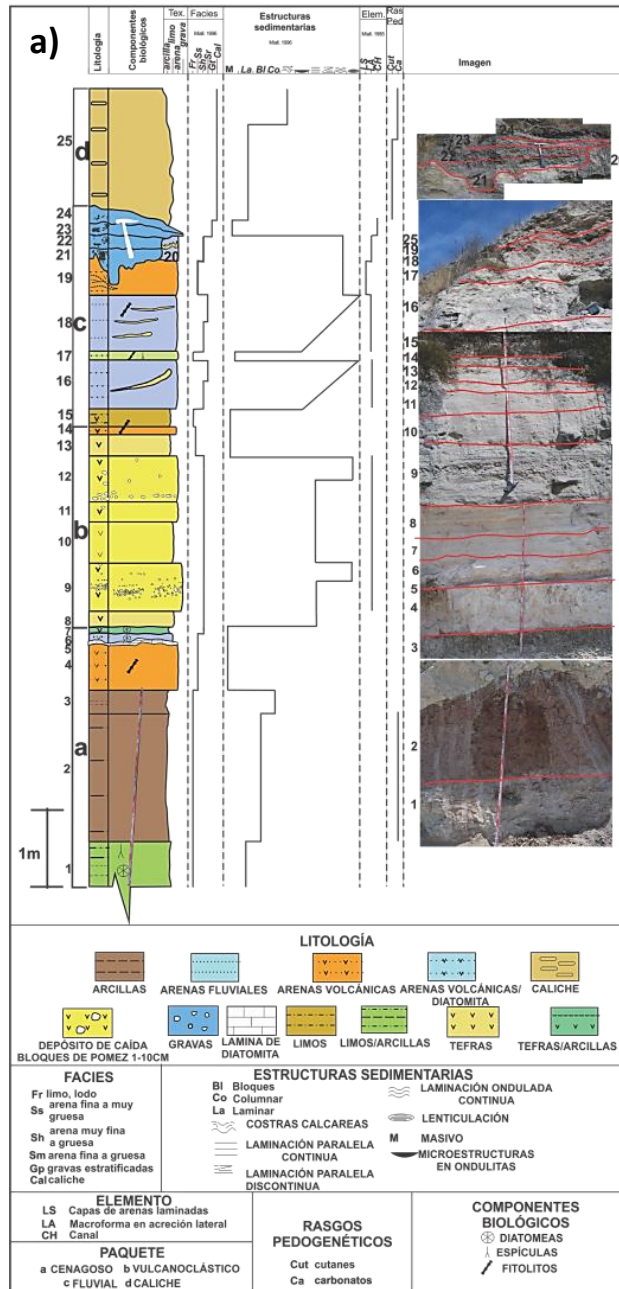


Figura 15. a) Imagen de la columna Dextho, se conforma de cuatro unidades cuya deposición es de un ambiente cenagoso, vulcanoclastico, fluvial y caliche. **b)** unidad vulcanoclástica con laminación paralela continua. **c)** láminas de oxidación y porosidades secundarias

III.1.2.5 LA PEÑA

a) LA PEÑA I

Esta columna se encuentra en una trinchera de 4x2 m con una profundidad de 2.50 m. **Unidad a.** la base está formada por arcillas (1) con un espesor de 1.30 cm y estructura en bloques subangulares intercaladas con láminas de carbonatos, estos últimos hacia la cima se vuelven laminares alcanzando hasta 1.5 cm. Le sobreyace un estrato de 50 cm de arcillas (2) dispuesta en bloques angulares inclinado 28° NW; sobreyace un depósito de arcillas (3) que viene erosionado por un paleocanal.

El paleocanal de grava y arena tiene 2 m de ancho y 80 cm de altura (5-8). El primer estrato de este paleocanal es bicóncavo, el segundo sigmoidal, estos dos se encuentran casi en forma vertical al oriente del paleocanal; el tercer estrato presenta una morfología plano convexo. Le sobreyace una arena gruesa de baja madurez textural que se distribuye en forma planar, presentando una lenticulación hacia su zona central aparentando una corriente helicoidal. Esta secuencia viene cubierta por un suelo limoso de 20 cm. (Figuras 16a, b y c)

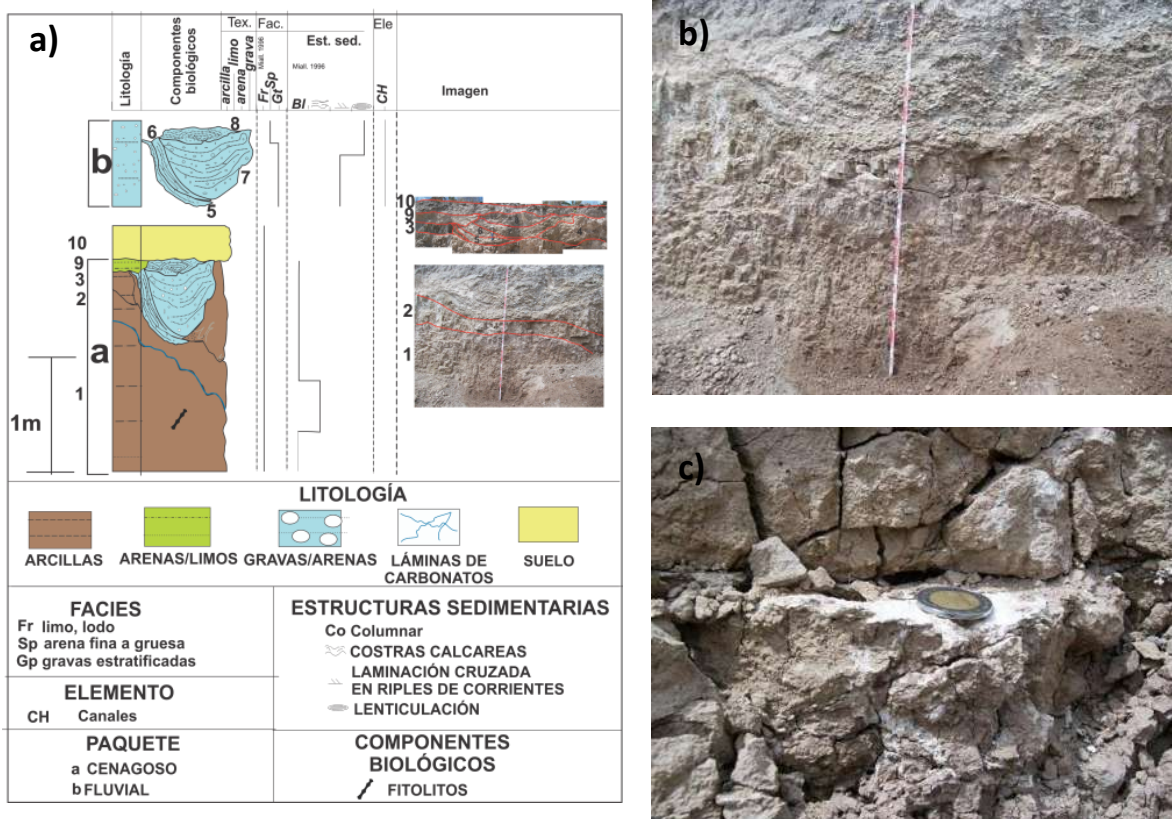


Figura 16. a) y b). Columna del sitio La Peña con un paleocanal en la cima cubierta por suelo. **c)** Lámina de carbonato que cubre al depósito de la base, los agregados de estos depósitos son bloques angulares.

b) LA PEÑA II

Columna con una extensión lateral de 50 m y una potencia de 3.50 m, **Unidad a.** la base de esta primera unidad está constituida por un depósito de arcillas con 1.50 m de espesor, matriz con costras calcáreas de 1 cm cubierta por un horizonte marcador oxidado de 3 cm de espesor.

Unidad b. En contacto superior se observan depósitos arcillosos (1.30 cm) con lenticulaciones arenosas que fueron segmentados por un paleocanal constituido por bloques que van de 1 a 40 cm de diámetro de composición riolítica. Los clastos presentan una imbricación de 45° que se acumulan en la parte norte del paleocanal.

Estas dos columnas de La Peña presentaron facies de un ambiente supralitoral en la base, misma que se correlaciona con los depósitos de la base de Lagunilla I, II, III y Dextho, formando el nivel índice de la cuenca, posteriormente fueron afectados por un sistema de canales (Figura 17a y b)

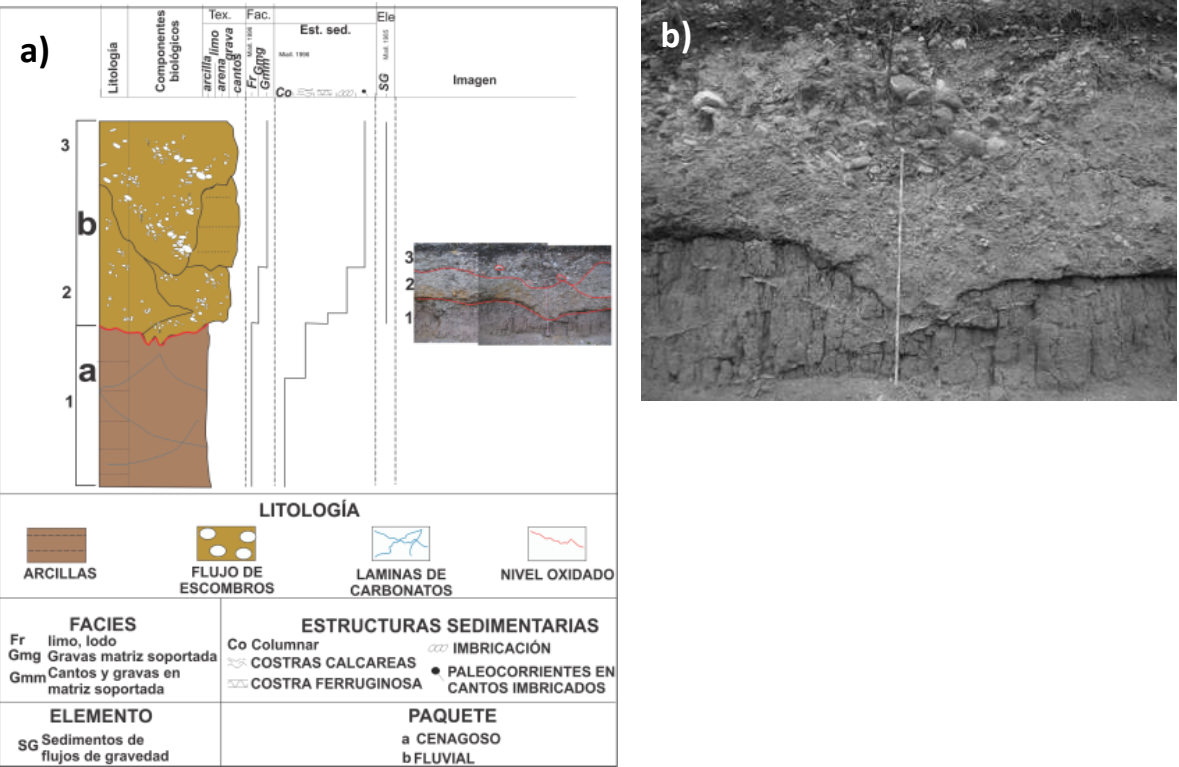


Figura 17. a) y b) Columna de La Peña II, contiene láminas de carbonatos y un nivel de oxidación entre el contacto de arcillas y el depósito de detritos.

La correlación estratigráfica de estas columnas (El Oro, J. Villagrán, Lagunilla I, II, III, IV, Dextho, La Peña I y II) indica que la columna Lagunilla IV es la base de la cuenca. Las gravas y arenas que constituyen los depósitos fluviales de Lagunilla IV se disponen en estructuras inorgánicas como megaripples, láminas y rizaduras. Los clastos presentan una imbricación en dirección NO; estos depósitos se alternan con depósitos de limos (planicies

de inundación) de estructura masiva y porosidad primaria. Los limos también son frecuentes en Julián Villagrán, cuyos estratos se agrupan en dos unidades que son: planicies de inundación (base) y los paleosuelos alternados con caliche (cima).

En Lagunilla IV no existe continuidad entre la unidad fluvial y cenagosa; sin embargo, esta discontinuidad corresponde a los depósitos que se exponen en la columna de Cerritos, la columna de este sitio presenta arenas fluviales en su base que se interdigitan con niveles arcillosos; este tipo de sedimentación es la base de la unidad cenagosa y se observa la transición entre los depósitos fluviales hacia cenagosos, la cima de esta unidad cenagosa se intercala con depósitos de caída de partículas <2 mm (Lagunilla IV).

Sobreyaciendo se encuentran las columnas de Lagunilla I, II, III, Dextho, La Peña I y II. Estas columnas se correlacionan a través de un depósito de arcillas masivas de color marrón dispuestas en agregados columnares y bloques, este depósito es el nivel marcador por extenderse a lo largo de toda la cuenca.

En estas columnas (Lagunilla I, II, III, Dextho) se observa una lámina de diatomita pura de 1mm de espesor que fue interrumpido por un depósito de caída (<2 mm) que marca el final de la unidad cenagosa dando inicio a la unidad. Esta unidad vulcanoclástica presenta una estructura interna en laminación paralela continua con bloques de pómez redondeados empaquetados en lentes de más de 1m de largo, además, presenta mayor espesor en la columna de Dextho y disminuye en espesor hacia Lagunilla I.

Los niveles vulcanoclásticos se alternan con depósitos de arcillas en las columnas Lagunilla I y II. Es importante señalar que estos niveles son semejantes a los expuestos en la columna del Oro en el Valle de Ixmiquilpan en donde los depósitos fluviales compuestos por pómez presentan estructuras internas en láminas paralelas continuas, ondulares y lenticulaciones además se alternan con limos y arcillas.

Progradando hacia la cima se encuentra la unidad fluvial que se compone de arenas finas y medias, las estructuras principales son lenticulaciones, laminación paralela continua y capas interrumpidas de cenizas. En la columna de Dextho este nivel es erosionado por un pequeño paleocanal de gravas que sigue una dirección al norte. Sin embargo en la columna Lagunilla I; la unidad fluvial es sobreyacido por un depósito de arcillas y limos consolidados, los cuales no se observan en las otras columnas. Todas estas unidades son coronadas por caliche que cubren una gran parte del Valle de Actopan.

Las unidades cenagosa, vulcanoclástica, fluvial y de caliche no se encuentra en las columnas de la Peña (I y II), en este último sector fueron erosionadas por los sistemas de canales que se presentaron en esta zona. La correlación sedimentaria se expresa en la Figura 18.

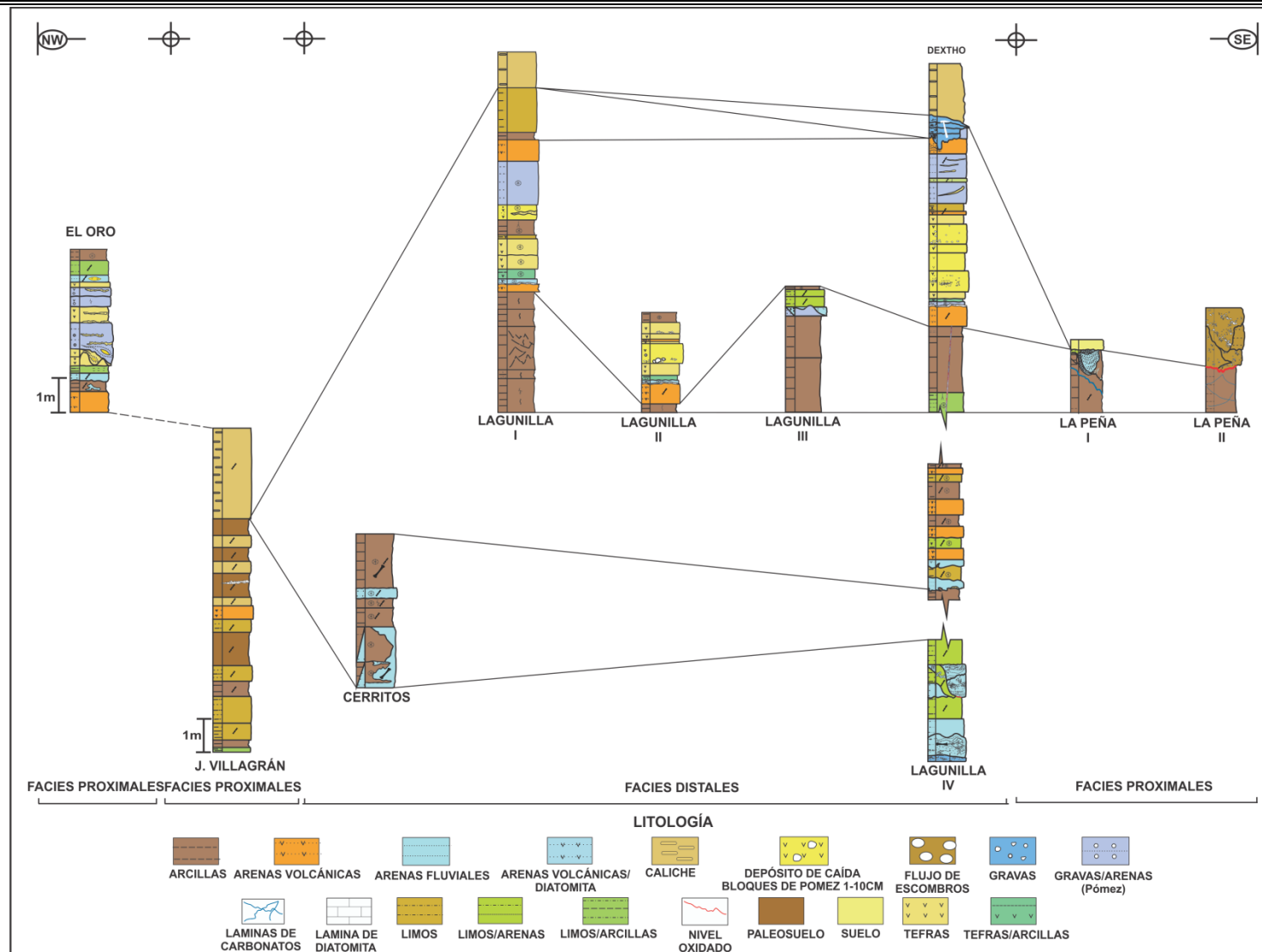


Figura 18. Correlación estratigráfica de las columnas del Valle de Ixmiquilpan y Actopan en dirección SE-NO.

III.2 COLUMNA TIPO

La correlación estratigráfica permitió establecer la columna tipo que se conforma por las columnas del Oro, J. Villagrán, Lagunilla IV, Cerritos y Dextho; esta misma correlación permitió identificar cinco unidades litoestratigráficas que corresponden a una sedimentación fluvial, de ciénega, vulcanoclástica, fluvial y caliche (Figura 19).

Unidad a: A nivel de cuenca, la base está conformada por los depósitos fluviales y limos de la columna Lagunilla IV. Estos depósitos alcanzan una potencia de 3.5 m, los contactos entre ellos son erosivos, muestran facies de arenas finas a gruesas y gravas estratificadas que forman estructuras primarias; los depósitos de limos son de estructura masiva y corresponden a planicies de inundación.

La columna Lagunilla IV es contemporánea a la Columna de J. Villagrán; esta columna tiene una potencia de 9.64 m, con una estratificación cíclica, sus depósitos de limos son semejantes a los de Lagunilla IV; hacia su cima se observan paleosuelos y caliche, la estructura de los limos o planicies de inundación es masiva con porosidad secundaria, en cambio los paleosuelos contienen agregados columnares y el caliche presenta una estructura laminar con costras calcáreas, los contactos de sus depósitos son concordantes; este tipo de sedimentación es común en los flancos norte y sur del valle de Actopan.

Sobreyace la **Unidad b**, esta unidad está conformada por la columna de Cerritos que tiene 5 m de potencia, Lagunilla IV (5.85 m) y Dextho (10 m). La base consiste de arenas fluviales que se interdigitan con arcillas. Las arenas fluviales presentan en su base una estructura masiva con clastos de pómez (1 cm) y hacia la cima se observan estructuras en láminas paralelas continuas agrupados en sets, al noroeste se interdigitan con las arcillas consolidadas de estructura masiva, estas arenas están sobreyacidas por estratos de arcillas de contactos concordantes. Cerritos es la columna en donde está la transición de los depósitos fluviales hacia cenagosos.

Continuando con esta unidad de depósitos cenagosos se observa la continuación de la columna Lagunilla IV con 5.65m de potencia, los depósitos son limos y arcillas de estructura masiva que se alternan con piroclastos de tamaños de cenizas, homogéneos y consolidados, los contactos son principalmente concordantes; los depósitos de esta columna son cenagosos y vulcanoclásticos.

Progradando hacia la cima se observan las arcillas con una potencia de 6m y contactos transicionales, este nivel arcilloso se extienden por toda la cuenca de Actopan, tienen una coloración marrón, presentan pedogénesis y una estructura columnar, la correlación estratigráfica señala que estos estratos corresponden al nivel índice y facies de ambientes supralitorales.

Sobreyaciendo los depósitos de ambiente supralitoral se encuentra un depósito de arenas finas consolidadas y se establecen las facies lacustres que se caracterizan por una deposición de una lámina milimétrica de diatomita con *A. distans* que indican profundidad, estas facies lacustres son la última fase del sistema cenagoso que es sobreyacido por los depósitos vulcanoclásticos. En esta unidad se distinguieron cuatro ambientes de depósito que son: Fluvial-cenagoso, cenagoso vulcanoclástico, supralitoral y lacustre.

Unidad c: Estos depósitos vulcanoclásticos están representados en la columna de Dextho con una potencia de 3 m, de contactos concordantes y se conforman por piroclastos de tamaño ceniza y clastos de pómez de ± 1 cm dispuestos en láminas continuas, en su base se presentan bloques de pómez mayor a 10 cm con alta madurez textural. Se infiere que en este mismo lapso se inicia la formación de El Oro en Ixmiquilpan cuyos depósitos son de pómez retrabajados por corrientes fluviales coronados por depósitos de ciénegas.

Unidad d y e: La unidad vulcanoclástica viene sobreyacida por los depósitos de arenas fluviales de 3.50 m de potencia, estas arenas medias tienden a formar láminas paralelas continuas y lentes de cenizas, están erosionados por un paleocanal de gravas masivas con buena madurez textural y bien seleccionados; toda la secuencia viene coronada por un depósito de caliche que corresponde a **la unidad e**, éste caliche tiene una estructura en láminas y bloques con costras calcáreas; este depósito se emplaza en toda la cuenca de Actopan.

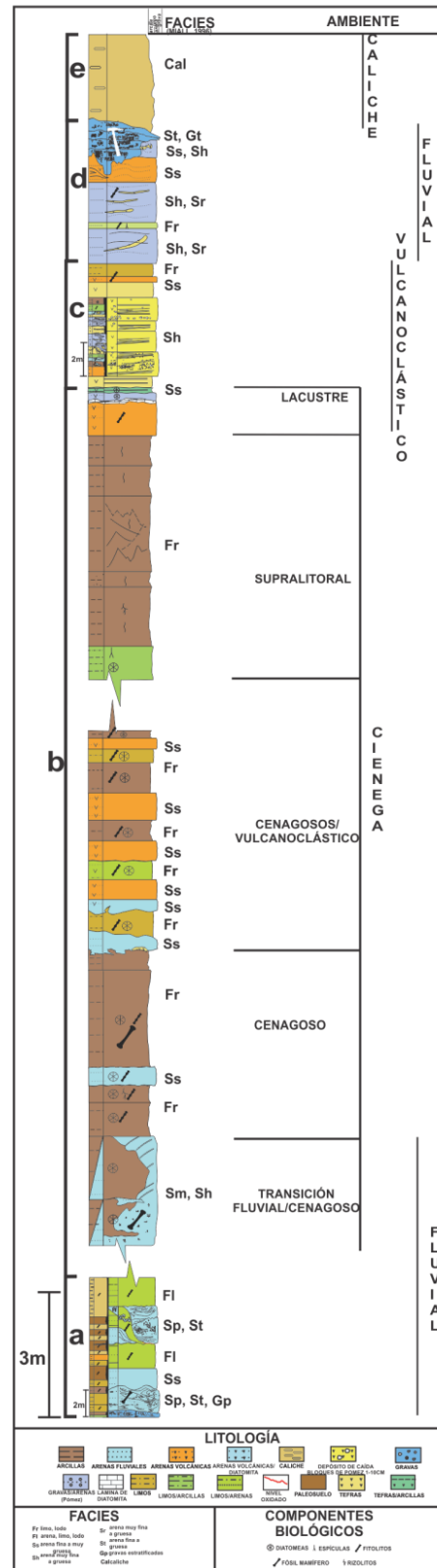


Figura 19. Esta columna tipo representa la sedimentación a nivel regional, además, se agrupan las columnas del Oro y J. Villagrán y se distinguen los diferentes tipos de ambientes

III.3 ANÁLISIS DE DIATOMEAS

Las diatomeas son indicadores de la calidad de un cuerpo de agua, debido a que son organismos que presentan tolerancias y exigencias a las condiciones físico-químicas del medio, son excelentes marcadores ambientales.

Las diatomeas presentes en las columnas pertenecen a ambientes someros, destacando solo un periodo en donde se establecen niveles lacustres ligeramente más altos y se desarrolla *A. distans*. Las asociaciones de especies más representativas en la mayoría de las columnas son *Rhopalodia gibba* y *Cocconeis placentula*, además, de otras especies acompañantes y algunos ejemplos se observan en la Figura 20.

La columna de Ixmiquilpan (El Oro) está coronada por un estrato de diatomita en la parte central y la cima, indicando concentraciones de sílice para su desarrollo

Las especies de diatomeas en el centro de la secuencia corresponden a *Rhopalodia gibba*, *Cocconeis placentula*, *Cymbella caespitosa*, *Gomphonema augur*, *Denticula tenuis* asociadas con espículas de esponja y valvas fracturadas de *Cymbella* entre otras especies, las asociaciones de diatomeas observadas sugieren que este cuerpo de agua presentaba un bajo nivel lacustre con un cinturón de macrófitas. Hacia la cima continuaban las facies cenagosas con aguas turbias, las diatomeas representativas son *Cocconeis placentula*, *Ulnaria ulna*, *Gomphonema parvulum* y *Navicula cosmopolitana* acompañadas de *Navícula*, *Cymbella cymbiformis*, *Anomoeoneis sphaerophora*.

En la Cuenca de Actopan se observan diatomeas en 10 niveles de la columna sedimentaria. Se describen las asociaciones de diatomeas de la base a la cima.

1. En este mismo periodo donde se reporta un hábitat cenagoso en Ixmiquilpan, en la cuenca de Actopan se forman Ciénegas donde se distinguen *Cocconeis placentula*, *Rhopalodia gibba*, *Ulnaria ulna*, *Aulacoseira distans* acompañadas por *Epithemia adnata*, *Navicula tripunctata*, *N. cryptocephala*, *Gomphonema parvulum*. Las condiciones para este episodio fueron de aguas bajas con macrofitas y pequeñas fluctuaciones en su profundidad.
2. Sobreyaciendo aparece *Cymbella caespitosa*, *C. cistula*, *Cocconeis placentula*, acompañados por *R. gibba*, *A. distans*, *U. ulna*, *Epithemia adnata*, *Rhoicosphenia abbreviata*, *P. viridis*, *Caloneis schumanniana*; en estratos que se intercalan con depósitos de caída periódica que alteraba la actividad orgánica de la Ciénega.
3. El siguiente nivel donde aparecen diatomeas presenta dos taxones dominantes en base y cima del estrato, *C. placentula*, *Pinnularia viridis* y *Cymatopleura solea*. La presencia de *Cocconeis* y *Pinnularia* sugieren niveles bajos, con movimiento de agua y cierta acidez, sin embargo, la presencia de *Cymatopleura solea* indica condiciones de evaporación periódica en la ciénega.

4. Hacia el centro de la secuencia aparecen formas epífitas que incluyen a *R. gibba*; acompañada por *C. cymbiformis*, *Epithemia adnata*, *Eunotia eruca*, *Eunotia serpentina*, *Denticula valida*, *A. distans*, *Rhoicosphenia abbreviata*, *Epithemia sorex* y *Navicula cryptocephala*. La ausencia de *Cymatopleura solea* y la presencia de *Eunotia* sugiere una dilución y aumento de la acidez. El aumento en la riqueza de las especies sugiere una ciénega con más macrófitas.

5. Esta unidad limosa está caracterizada por *Epithemia sorex*, *Cymatopleura solea*, *A. distans*, *C. placentula*, *Epithemia adnata*, *Rhopalodia gibba* y *Cymbella cymbiformis*, otras especies acompañantes incluyen a *Cymbella cistula*, *Gomphonema parvulum*, *U. ulna* y *Navicula cryptocephala*. Estas asociaciones indican condiciones de ciénega alcalina, con turbidez con cierto incremento iónico para el desarrollo de *Cymatopleura*.

6. En este siguiente episodio las especies características son *Anomoeoneis sphaerophora*, *C. placentula*, *E. adnata*, *R. gibba*, *P. viridis*, *Rhoicosphenia abbreviata*, *A. distans*, *Navicula cosmopolitana* y *U. ulna*. La presencia de *Anomoeoneis sphaerophora* y la ausencia de *Cymatopleura* observada en la fase anterior, indica un incremento del nivel de la ciénega.

7. En este intervalo se observan *C. placentula*, *R. gibba*, *Navicula cosmopolitana*, *U. ulna*, *Cymbella caespitosa*, *P. viridis*, *Rhoicosphenia abbreviata*, *A. distans* y *Anomoeoneis sphaerophora* indicando una estabilidad de la Ciénega.

8. Sobreyaciendo el nivel índice se encuentra la lámina de diatomita que aparece en el centro de la cuenca (Lagunilla hasta Dextho), esta lámina tiene un espesor de 1mm y solamente tiene a *A. distans* como género presente. Siendo la única especie y no habiendo especies que vivan adheridas a un sustrato, se infiere que se estableció un lago de aguas turbias por un breve periodo de tiempo.

9. El siguiente nivel está caracterizado por *R. gibba*, *C. placentula*, *Cyclotella meneghiniana*, *Navicula cryptocephala*, *U. ulna*, *E. adnata*, *N. cosmopolitana*, *Rhopalodia gibberula*, *Cymatopleura solea* y *Eunotia eruca* asociadas con espículas de esponja.

Esta asociación sugiere un descenso importante del nivel lacustre con incremento de la concentración iónica. Cabe resaltar que la aparición de espículas de esponja se relaciona con la presencia de condiciones muy bajas del tirante de agua.

10. En este último episodio de condiciones acuosas se desarrolla *R. gibba*, *E. adnata*, *C. cymbiformis*, *C. placentula* y *A. distans*. Estas asociaciones indican una Ciénega de aguas alcalinas y turbias.

En la cuenca de Actopan el desarrollo de ciénegas comenzó por las terrazas fluviales que actuaron como paredes permitiendo el estancamiento de agua con deposición de arcillas. Estas ciénegas estuvieron sometidas a periodos de evaporación que permitieron el crecimiento de macrofitas siendo colmatadas de forma intermitente por la actividad

volcánica. Posteriormente, el lago tiene un aumento y se mantienen estables por un corto periodo de tiempo, sin embargo, su desarrollo es impedido por depósitos de caída. Mientras que Ixmiquilpan se comportó como una ciénega con presencia de macrófitas y aguas turbias

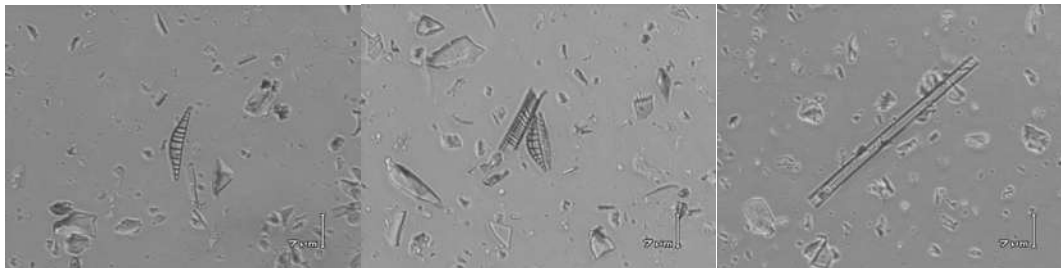


Figura 20. Ejemplo de diatomeas presentes en los sedimentos de facies cenagosas, la primera corresponde a *Rhopalodia gibba*, la segunda a *R. gibberula* y la tercera a *Ulnaria ulna*.

III.3.1 TAXONOMÍA DE DIATOMEAS

Las diatomeas observadas en los sedimentos de la cuenca conforman un total de cuarenta especies y se describen de acuerdo con Gasse (1980); Ehrlich (1995); Vyverman *et al.* (1995); Lange-Bertalot (2000, 2001); Round *et al.* (2000).

DIVISIÓN: CRYSTOPHYTA

CLASE: COSCINODISCOPHICEAE

SUBCLASE: THALASSIOSIRACEAE

ORDEN: TALASSISERALES Glezer & Makarova 1986

FAMILIA: THALASSIOSIRACEAE Lebour 1930

Género: *Cyclotella* (Kützing) Brébison 1838

Cyclotella meneghiniana Kützing 1844

SUBCLASE: COSCINODISCOPHYCIDAEE

ORDEN: AULACOSEIRALES Crawford

FAMILIA: THALASSIOSIRACEAE Crawford

Género: *Aulacoseira*

Aulacoseira distans (Ehrenberg) Simonsen 1979

Aulacoseira granulata (O Müller) Simonsen 1979

CLASE: FRAGILARIOPHICEAE

SUBCLASE: FRAGILARIOPHICIDAE

ORDEN: FRAGILARIALES Silva 1962

FAMILIA: FRAGILARIACEAE Greville 1833

Género: *Fragilaria* Linngbye, 1819

Fragilaria construens (Ehrenberg) Grunow

Género: *Ulnaria*

Ulnaria ulna (Kützing) Compère

CLASE: BACILLARIOPHICEAE

SUBCLASE: EUNOTIOPHICIDAE

ORDEN: EUNOTIALES Silva 1962

FAMILIA: EUNOTIACEAE Kützing 1844

Género: *Eunotia* Ehrenberg 1837

Eunotia serpentina Ehrenberg

Eunotia eruca

Eunotia muscicula

SUBCLASE: BACILLARIOPHICIDAE

ORDEN: CIMBERALES D.G.Mann

FAMILIA: CYMBELLACEAE Greville 1833

Género: *Cymbella* Agardh

Cymbella aspera (Ehrenberg) Peragallo 1849

Cymbella cymbiformis Agardh 1830

Cymbella cistula (Ehrenberg) Kirchner 1878

Cymbella austriaca Grunow in A. Schmidt *et al* 1875

Cymbella caespitosa (Kützing) Brun 1980

FAMILIA: GOMPHONEMATACEAE Kützing 1844

Género: *Gomphonema* Ehrenberg 1832

Gomphonema parvulum (Kützing) Kützing 1849

Gomphonema truncatum Ehrenberg 1832

Gomphonema augur var. *sphaerophorum* (Ehrenberg) Grunow 1878

ORDEN: ACHNANTHALES Silva 1962

FAMILIA: ACHNANTHACEAE Kützing 1844

Género: *Achnanthes* Kützing 1844

Achnantes minutissima Kützing 1833

FAMILIA: COCONEIDACEAE

Género: *Cocconeis* Ehrenberg 1838

Cocconeis placentula Ehrenberg 1838

ORDEN: NAVICULALES Besey 1907

SUBORDEN: SELLAPHORINEAE

FAMILIA: PINULARIACEAE D.G. Mann

Género: *Pinnularia* Ehrenberg 1843

Pinnularia viridis (Kützing) Robenhorst

SUBORDEN: NAVICULINEAE Hendey 1937

FAMILIA: NAVICULACEAE Kützing 1844

Genero: *Anomoeoneis* E. Pfitzer 1871

Anomoeoneis sphaerophora (Kützing) Pfitzer 1871

Género: *Navicula* Bordest Vincent 1822

Navicula cryptocephala Kützing 1844

Navicula tripunctata (O. F. Müller) Bory 1822

Navicula trivialis Lange-Bertalot 1985

Navicula cosmopolitana

Navicula angustata Grunow 1860

Género: *Rhoicosphenia* A. Grunow 1860

Rhoicosphenia abbreviata

FAMILIA: PLEUROSIGMATACEAE Meroschkowski 1903

Género: *Caloneis* Cleve 1894

Caloneis schumaniana (Grunow) Cleve 1894

Caloneis silicula (Ehrenberg) Cleve 1894

FAMILIA: STAURONEIDACEAE D. G. Mann

Género: *Stauroneis* Ehrenberg 1843

Stauroneis phoenicenteron (Nitzsch) Ehrenberg 1848

ORDEN: BACILLARIALES Hendey 1937

FAMILIA: BACILLARIACEAE Ehrenberg 1831

Género: *Denticula* Kützing 1844

Denticula valida (Pedecino) Grunow in Van Heurk

Denticula tenuis Kützing

Género: *Nitzschia* Hassall 1845

Nitzschia palea (Kützing) W. Smith

Nitzschia amphibian Grunow 1862

Nitzschia libidens (W. Smith) Grunow in Van Heurck 1881

ORDEN: RHOPALODIALES D. G. Mann

FAMILIA: RHOPALODIACEAE

Género: *Epithemia* Brehison ex Kützing 1844

Epithemia adnata (Kützing) Brébisson 1838

Epithemia sorex Kützing 1844

Epithemia cistula (Ehrenberg) Ralfs in Pritchard 1861

Género: *Rhopalodia*

Rhopalodia gibba (Ehrenberg) O Müller 1895

Rhopalodia giberula (Ehrenberg) O. Müller 1899

ORDEN: SURIRELLALES D. G. Mann

FAMILIA: SURIRELLACEAE Kützing 1844

Género: *Cymatopleura*

Cymatopleura solea (Brébisson) W. Smith 1851

III. 4 GRANULOMETRÍA, COMPONENTES Y MORFOLOGÍA DE MINERALES

Para este análisis se seleccionaron los depósitos deleznales y semiconsolidados las muestras analizadas se encuentran en los Cuadros 8, 9 y 10 del Anexo II. Los tamaños de partícula corresponden a gravas, arenas, limos y arcillas asociadas a minerales de cuarzo, feldespatos, silicatos laminados, ferromagnesianos, óxidos y líticos accidentales (subtema siguiente) y forman parte de facies fluviales y aluviales. Los parámetros estadísticos como media (MZ), desviación estándar o selección ($\sigma\phi$), asimetría (SK_G) y curtosis (K_g) fueron obtenidas por los cálculos propuestos por Iman (1952) y Folk (1974) (Figura a, Cuadros d y c, Anexo II)

Los parámetros estadísticos son indicadores de la deposición de los sedimentos en relación a la energía cinética, la media calcula las poblaciones de grano más dominantes mientras que el coeficiente de asimetría mide la frecuencia de la distribución de tamaños, donde partículas con tendencias a colas negativas sugieren la existencia de corrientes de alta energía y mientras que las partículas de naturaleza positiva indican la deposición de sedimentos en ambientes de baja energía (Sahu, 1964), si se tiene un mayor sesgo hacia naturalezas más finas (positivas) esto indica un excesivo ingreso de sedimentos fluviales (Ganesh *et al.*, 2013)

La desviación estándar es el grado de selección de las partículas, mientras que la curtosis sugiere que sedimentos con un valor mayor o menor a 1 logra su selección en otro ambiente de alta energía, independiente, al medio en donde finalmente se depositó (Friedman, 1962). También es un reflejo de las características del flujo del medio de depósito e indica la selección en las colas y la porción central de la curva (Ganesh *et al.*, 2013), por lo tanto, cuando la selección se encuentra en la proporción central de la curva será leptocurtica y a los extremos se denominará platicurtica (Conesa *et al.*, 2009).

a) VALLE DE IXMIQUILPAN

Retomando las unidades y facies del apartado III. 1 recalcamos que la columna del Oro se compone de dos unidades, que son facies Fluviales-cenagosas (unidad a) y fluviales (unidad b). En la primera unidad se analizaron dos depósitos fluvio-cenagosos (depósito 1 y 3), ambos depósitos presentan distribuciones granulométricas unimodales con ligeras tendencias a bimodales con asimetría positiva, leptocurticas, las modas se concentran en la fracción de arenas muy finas (4ϕ), pobremente seleccionadas y admixturas proximales ubicadas en un rango de 5ϕ ; es posible observar una moda secundaria en 10ϕ (arcilla media).

En la segunda unidad predominan las facies fluviales (depósitos 5-12), los granos están pobremente seleccionados y mantienen una distribución unimodal a excepción del sexto depósito que es bimodal. Su distribución va de arenas a limos (0ϕ - 5ϕ) y sigue una secuencia alterna de la siguiente forma, arenas medianas (depósito 5)-arenas muy gruesas (dep. 6)-arenas medias (dep. 7)-arenas finas (dep. 8)-arenas medias (dep. 9)-arenas finas (dep. 11)-limo grueso (dep. 12).

Respecto a la asimetría, el depósito 5 es simétrico, el siguiente depósito (6) cambia a muy asimétrico, se observa un cambio simétrico en el séptimo depósito, continuando hacia la cima (depósitos 8 y 9) muestran una asimetría negativa, el penúltimo depósito (11) es simétrico y la cima se identifica por ser muy simétrica positiva

Los depósitos sobreyacientes se observan con un cambio simétrico y una tendencia asimétrica negativa (depósito 8 y 9), sucesivamente el último depósito es simétrico. La curtosis varía de mesocurtica (5)-leptocurtica (6)-mesocurtica (7-11)-leptocurtica (12).

En la Figura 21 y el cuadro 8 del Anexo II se muestran los cambios de los parámetros estadísticos de las dos unidades de la columna El Oro, estos parámetros señalan que existió un periodo en el que el material estuvo en suspensión con entradas de corrientes fluviales (primera unidad), posteriormente, se observa un periodo de alta energía (segunda unidad) en donde las fluctuaciones fueron carga mixta-carga de fondo-carga mixta-carga en suspensión.

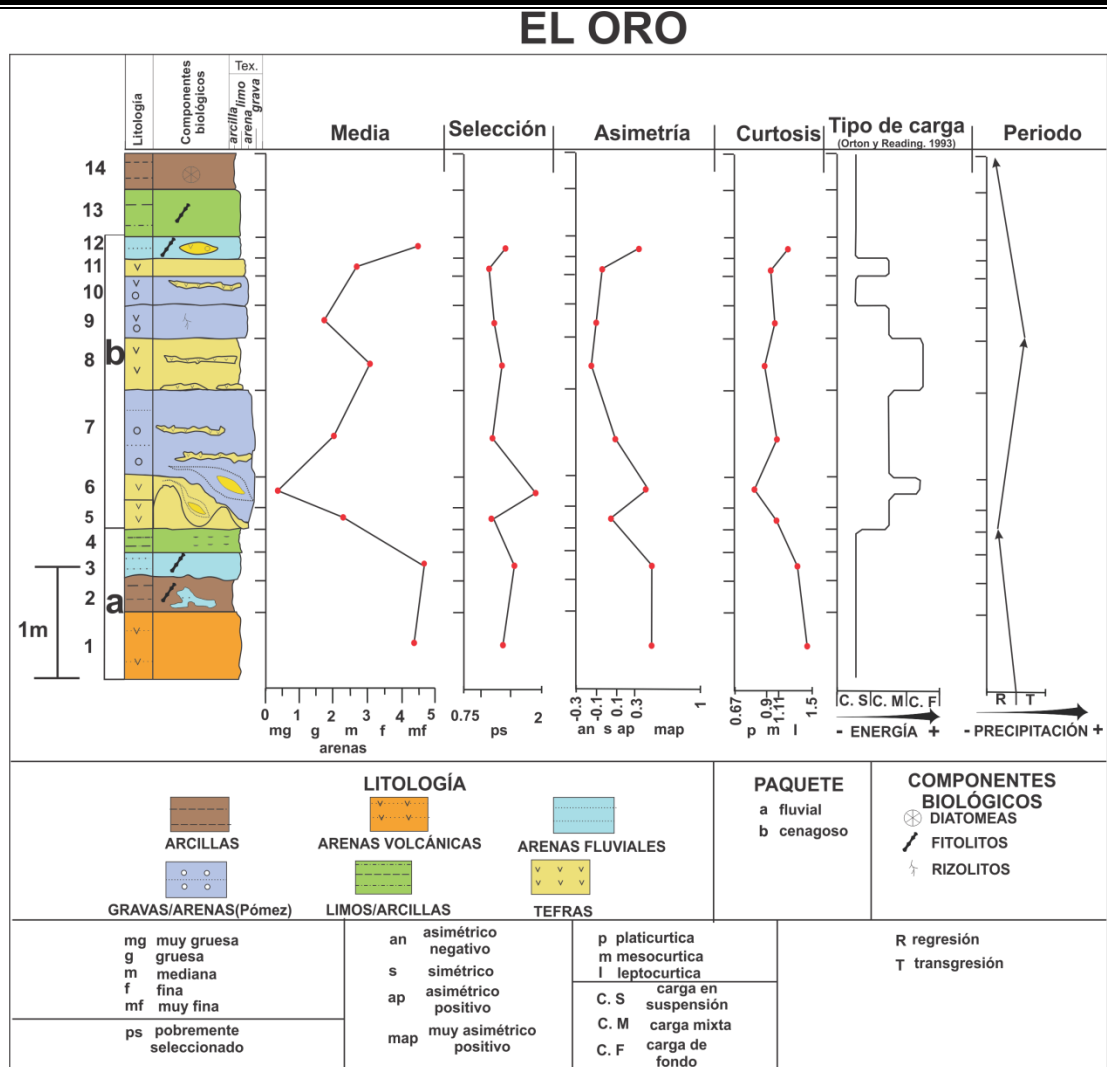


Figura 21. Parámetros estadísticos de los eventos fluviales del Valle de Ixmiquilpan y su relación con el tipo de carga que mantenían los fluviales de la segunda unidad, también son evidentes los tipos eventos de mayor y menor precipitación.

b) VALLE DE ACTOPAN

La base de la columna está conformada por un depósito fluvial de la columna Lagunilla IV (unidad a) con una distribución unimodal y el primer depósito es asimétrico positivo, platicurtico con un tamaño promedio en -3 y -2ϕ (gravas de tamaño granulo y guijarro), el segundo depósito es bimodal con una media de arena media (2ϕ) y una media secundaria con gravas de tamaño guijarro (-4ϕ), mesocurtica y muy asimétrica negativa, continuando con el tercer depósito vuelve a presentar una tendencia unimodal con distribución de tamaños en 2ϕ (arenas medias) y muy asimétrica positiva; estos tres depósitos están pobremente seleccionados.

Hacia la cima se observa un depósito de planicie de inundación (dep. 4) con distribución de tamaño unimodal con una media en la fracción 4ϕ (arena muy fina), muy asimétricas

positivas y leptocurticas al igual que los depósitos anteriores están pobremente seleccionados.

Sobreyaciendo se observa un sistema de canales alternado con sedimentos de partículas finas (dep.5-8). La granulometría del quinto depósito mantiene una curva unimodal con una promedio de partícula en arenas de tamaño medio y admixtura proximal en arena fina (3 ϕ), es simétrica y mesocurtica.

La distribución granulométrica del siguiente depósito (6) se observa bimodal cuya moda primaria recae en la fracción 5 ϕ (limo grueso), la moda secundaria en 3 ϕ (arena fina), platicurtica y simétrica; al igual que el anterior esta pobremente seleccionada. Sobreyaciendo el depósito anterior se encuentra un depósito (7) con curva bimodal y partículas de -4 ϕ (grava tamaño guijarro) con moda secundaria 2 ϕ (arena media), muy pobremente seleccionados, con una tendencia asimétrica positiva y muy platicurtica; el siguiente depósito (8) se observa con curva unimodal con una media en 2 ϕ (arena media), moderadamente seleccionada, simétrica y mesocurtica.

Esta unidad viene cubierta hacia la cima por una secuencia con una curva ligeramente bimodal, predominan las arenas finas (4 ϕ) con admixtura proximal en limos gruesos (5 ϕ), pobremente seleccionados muy asimétrica positiva y mesocurtica.

Sobreyace un sistema cenagoso (unidad b) cuyos depósitos presentan distribución unimodal, pobre selección y naturaleza leptocurtica, siendo los tamaños de partículas de 2 ϕ (arenas medianas) y se muestra simétrica. Hacia la parte central se observan arenas muy finas (4 ϕ) asimétricas positivas. La secuencia culmina con limos gruesos (5 ϕ) simétricos. Todos estos parámetros se representan en la Figura 22. Cuadro 10, Anexo II

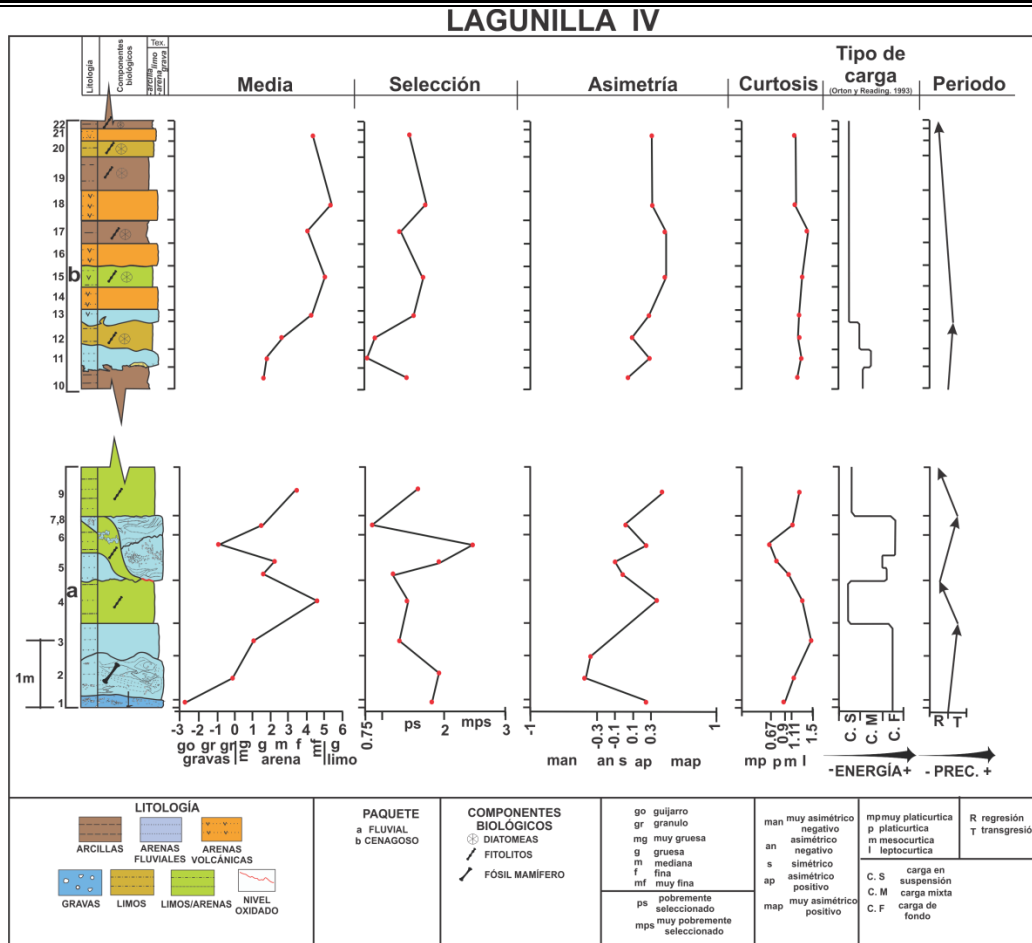


Figura 22. Granulometría de la columna Lagunilla IV con sus parámetros estadístico, generalmente las psefitas se asocian a periodos de alta precipitación y las psamitas a periodos de baja precipitación.

Se observa la unidad vulcanoclástica (b) que se extiende lateralmente (E-O) en las columnas de Lagunilla I, Lagunilla II y Dextho. La base se distribuye unimodalmente, con tamaño limo grueso (5φ), muy asimétrica positiva y leptocurtica. El siguiente nivel en su zona distal (Lagunilla II) es de distribución unimodal con una ligera tendencia bimodal de arenas medias (1φ), mientras que en sus zonas proximales (Lagunilla I y Dextho) es de asimetría positiva y leptocurtica, tamaño de partícula de limos medios (6φ); en ambas zonas (proximal y distal) los materiales se encuentran pobremente seleccionados, sin embargo, muestran una preferencia hacia cola de finos.

El siguiente nivel de esta misma unidad presenta en la zona distal limos gruesos (5φ), asimetría positiva y leptocurtica; la zona proximal al oriente corresponde a arenas muy finas (4φ), asimétrica positiva y leptocurtica con un cambio a mesocurtica; mientras que en la zona proximal occidental existen tres tipos de partículas que se integran en arenas finas (3φ), arenas gruesas (2φ) y limos gruesos (5φ), con asimetría positiva a negativa y mesocurticas, leptocurticas y platocurticas.

La unidad de depósitos fluviales (c) son unimodales cuyas medias varían entre 3ϕ - 4ϕ - 5ϕ , están pobremente seleccionados, muy asimétricos positivos y generalmente leptocurticos. Los depósitos del canal de relleno que conforma la cima presentan curvas unimodales y bimodales, partículas de gravas tamaño granulo (-2ϕ), pobremente seleccionados, muy asimétricos positivos y tendencia que va de platicurtica, mesocurtica y leptocurtica. En contraste, los depósitos del canal que conforman la cima en la columna la Peña I, presentan distribución unimodal y bimodal y arenas medias (2ϕ) a gravas tamaño granulo (-2ϕ), pobremente seleccionadas; simétricos a muy asimétricos, mesocurticos. El último depósito se muestra leptocurtico. Los parámetros estadísticos de esta secuencia se encuentran en los Cuadros 8, 9 y 10 del Anexo II

Según Orton y Reading (1993) la energía está relacionada con el tamaño y transporte de partículas, así como las estructuras internas de los depósitos (Figura 23). De acuerdo con los tamaños de partículas y ambientes de depósito que presenta esta unidad y tomando en cuenta la definición anterior, este sistema de canales fluviales mantenía una carga de fondo y se alternaban periodos de alta a baja energía (depósitos fluviales alternados con depósitos de planicies de inundación)

Los sistemas cenagosos cambiaron de un momento de alta a baja energía y las partículas fueron de una carga mixta a suspensión, sus valores de curtosis indican que estas partículas fueron redepositadas (Friedman, 1962), en cuanto los vulcanoclásticos estos presentaron un cambio de baja a alta energía con carga en suspensión a mixta, su pobre selección se asocia a su origen volcánico que al retrabajarse adquieren esta característica, los depósitos fluviales en donde dominan partículas finas se mantienen en suspensión en corrientes de lento tránsito y baja energía ligados a un sistema sinuoso. La presencia de vulcanoclásticos implica que eventos volcánicos piroclásticos ocurrieron contemporáneamente con la sedimentación de la cuenca de depósito, o que los vulcanoclásticos proceden de una fuente volcánica cercana.

Estos cambios pueden asociarse a periodos de alta y baja precipitación; por lo tanto, durante las bajas precipitaciones existió carga en suspensión mientras que en las altas precipitaciones se presenta una carga mixta y de fondo.

Friedman (1962); Mazzoni (1977); Conesa *et al.* (2009); Ganesh *et al.* (2013) han descrito las arenas fluviales como depósitos leptocurticos mientras que las partículas finas son platicurticas (Friedman, 1962), sin embargo, en este análisis se reportan depósitos fluviales de naturaleza platicurtica. También se evidenciaron depósitos de ambientes en suspensión de granulometría con pobre selección y se atribuye una resedimentación por la variabilidad en la energía del sistema de canales, esto sugiere que independientemente del ambiente de depósito con cargas en suspensión, mixta o de fondo, el factor dominante para la conformación del depósito es el aumento y disminución de la energía

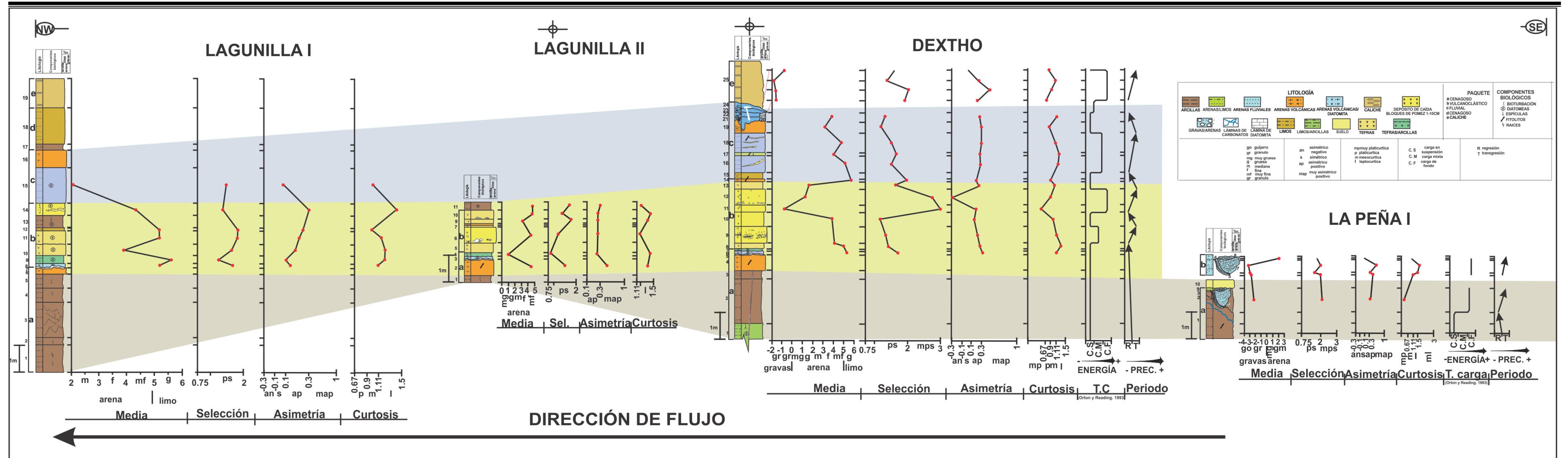


Figura 23. Correlación granulométrica de las columnas Lagunilla I, II y Dextho; los depósitos vulcanoclásticos adquirieron una pobre selección, se observa que la columna Dextho presenta una mayor entrada de energía y disminuye hacia las columnas de Lagunilla II y I lo que contribuyó a la pobre selección en las partículas, en cambio, los depósitos fluviales se mantienen constantes.

III. 4.1 COMPONENTES MINERALES

Para este análisis se tomaron en cuenta 500 puntos por muestra, principalmente los que recaían en la fracción 2φ (arena media) y 3φ (arena fina). En estas fracciones los minerales son mejor perceptibles al microscopio estereoscópico. Los componentes se agruparon en: cristales, líticos volcánicos, líticos sedimentarios (arcillosos) y vidrio volcánico (en esquirlas o shard); generalmente los sedimentos presentaron minerales mayores que incluyen el cuarzo, feldespatos potásicos y plagioclasas; los minerales pesados estables fueron la biotita y magnetita, los minerales pesados inestables son los piroxenos, hornblenda, y en menor frecuencia el olivino; también fueron comunes los fragmentos de vidrio, clastos arcillosos, líticos de rocas volcánicas y accidentales (Figura 24).

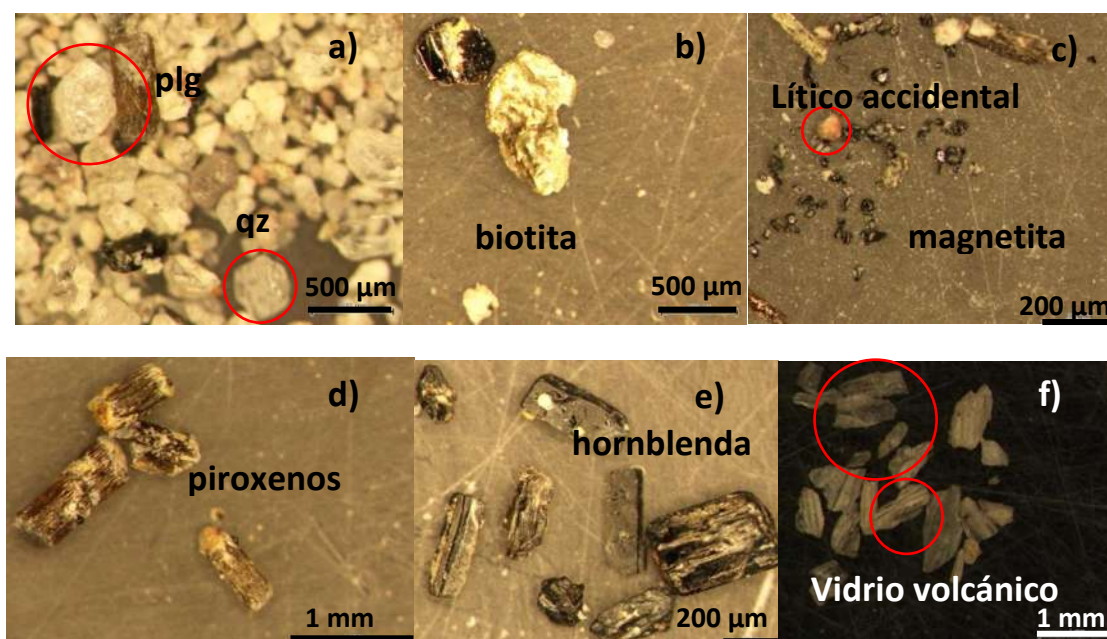


Figura 24. Minerales que se encuentran principalmente en los sedimentos de los valles de Ixmiquilpan y Actopan, los círculos que encierran a los vidrios de la figura f presentan bordes aserrados.

a) VALLE DE IXMIQUILPAN

En esta columna fue frecuente observar en mayor proporción los fragmentos de vidrio piroclástico vesicular y shard incoloros en un porcentaje de 50-95%, con bordes aserrados, los clastos arcillosos se encuentran en 2-27%, los minerales pesados estables (biotita y magnetita) se encuentran fracturados con formas subangulosas a subredondeadas, la base del afloramiento tiene una frecuencia de 18% de cuarzo monocristalino, reduciendo su porcentaje hacia la cima de 1-5%. En una proporción similar se encuentran los feldespatos y plagioclasas (0.5-6%), la magnetita solo se encuentra en los depósitos de la base con un 2 y 4%. Existe presencia de líticos rojos redondeados de 2 a 10%; en la Figura 25 se grafican los minerales en porcentaje y sus valores se encuentran en el cuadro 11 del Anexo III.

En esta columna es abundante el vidrio volcánico y los minerales mayores, pero casi no hay presencia de minerales pesados; esta característica puede explicarse según lo observado por Goldich (1938) que clasifica al cuarzo como un mineral altamente estable a la meteorización, sin embargo, las plagioclasas y feldespatos tienen un decremento a medida que avanza la meteorización. Los minerales pesados presentan menor resistencia y en este caso existe una ausencia de estos minerales.

La abundancia de vidrio volcánico por encima de los minerales mayores podrían deberse al retrabajamiento de los clastos de pómez; una característica sobresaliente en ellos son los bordes aserrados del vidrio (Figura 24f), Shoji *et al.* (1993) mencionan que el vidrio presenta baja resistencia al intemperismo químico. Flórez y Parra (2009) reportan que los bordes aserrados en el vidrio pueden ser producto de la alteración química.

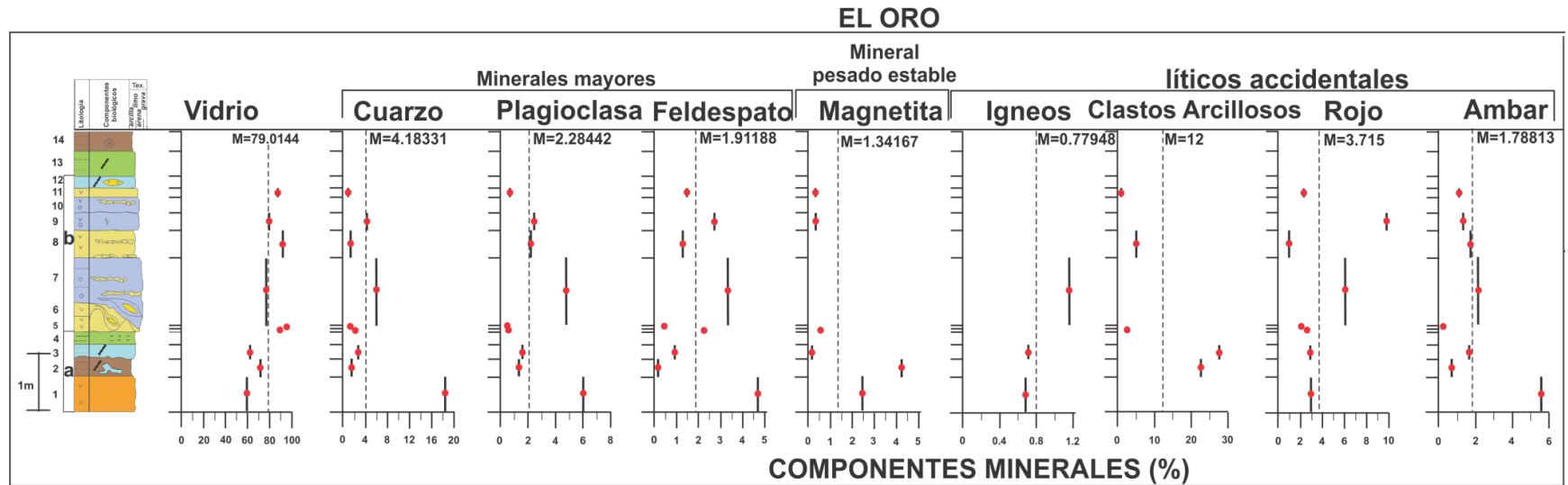


Figura 25. Minerales presentes en la columna el Oro en el valle de Ixmiquilpan, el vidrio volcánico es el más dominante sobre los otros minerales y existe la ausencia de minerales mayores.

b) VALLE DE ACTOPAN

La base de la cuenca de Actopan corresponde a un sistema fluvial, la mineralogía predominante corresponde a vidrio volcánico, siendo acompañado por minerales mayores, minerales pesados y líticos ígneos. Cabe resaltar que los dos primeros depósitos de la base presentan una tonalidad rojiza como evidencia de oxidación.

En los depósitos fluviales, los líticos ígneos son más abundantes con 13-25%, se observan redondeados con tonalidades en gris, café y rojo; el vidrio volcánico se encuentra de 7 a 15% totalmente fracturado. Los minerales mayores incluyen el cuarzo (12-17%) y las plagioclasas (15-24%), los feldespatos se encuentran subredondeados y presentan un 3-6%, resalta el cuarzo que en ocasiones es prismático. En cuanto a los minerales pesados estables, la biotita se encuentra en el primer depósito con 0.38%, y presenta color oscuro y bajo relieve. La magnetita (2-13%) se observa subredondeada y octaédrica con tonalidades opacas.

Los minerales pesados inestables incluyen a la hornblenda (7-20%) de color verde oscuro a negro, con superficies estriadas, en ocasiones este mineral se presenta con estructura prismática euhedral. Los piroxenos (9-18%) de color miel tienen forma prismática subhedral, algunos actúan como oikocristales con fracturas y superficies semejantes a la hornblenda.

Los depósitos de planicies de inundación contienen los mismos minerales. El vidrio volcánico está fracturado con abundancia en 20 y 32%, los minerales mayores como el cuarzo (3-10%), feldespatos (3-14%) y plagioclasas (7-13%), sus formas son redondeadas y están en menor proporción que en los fluviales. La magnetita es subredondeada y alcanza abundancias entre 4 y 9 %.

Los minerales inestables disminuyen en porcentajes; la hornblenda (2-17%) y piroxenos (1-2%), mantienen los mismos colores que los descritos para los depósitos fluviales, los fragmentos ígneos se mantienen redondeados en tonalidades grises y rojos con 3-6% (Cuadro 14, Anexo III)

Contemporáneos a los depósitos de inundación se encuentran las terrazas de Julián Villagrán, estas terrazas contienen un nivel volcánico que se encuentra entre la unidad de limos-arcillas y el de paleosuelos-caliche. En este nivel es abundante el vidrio volcánico (19%), fragmentado en partículas finas, las plagioclasas (17%); el cuarzo y los feldespatos se encuentran en 13%. La hornblenda y la magnetita en 11%. La hornblenda está totalmente fracturada en partículas finas negras y la magnetita conserva su forma prismática en negro opaco. En menor frecuencia se encuentra la biotita (3%) y piroxenos (1%), los líticos ígneos grises, así como líticos accidentales en tonos rojo y rosa en 1 y 2%.

La siguiente unidad dominada por depósitos cenagosos alternados con episodios volcánicos contienen minerales mayores y pesados estables e inestables, sus formas son angulares y

subangulares, están fracturados. El vidrio volcánico es más abundante (12-37%), el cuarzo (8-18%) es prismático y con fracturas concoidales; las plagioclasas presentan abundancia de 10-20% con formas subangulares y maclado, en menor proporción los feldespatos (1-13%), con formas tabulares de color rosa claro.

Los minerales pesados estables son la biotita (0.1-2%) y magnetita (0.5-6%); la biotita se encuentra de forma laminar en color dorado y huellas que aparentan ser de impactos (Figura 22e), en contraparte la magnetita se encuentra octaédrica y opaca; los minerales pesados inestables como la hornblenda se encuentra en un 7-29% de color negro lustroso totalmente fracturadas; los piroxenos varían de 1-5%, aunque se detecta un nivel con 12% (depósito 15), es euhedral de color miel, también actúa como oikocristal y los líticos ígneos son de 1-9%, todos estos combinados con clastos arcillosos. Todos estos porcentajes se representan en la Figura 26, Cuadro 14, Anexo III

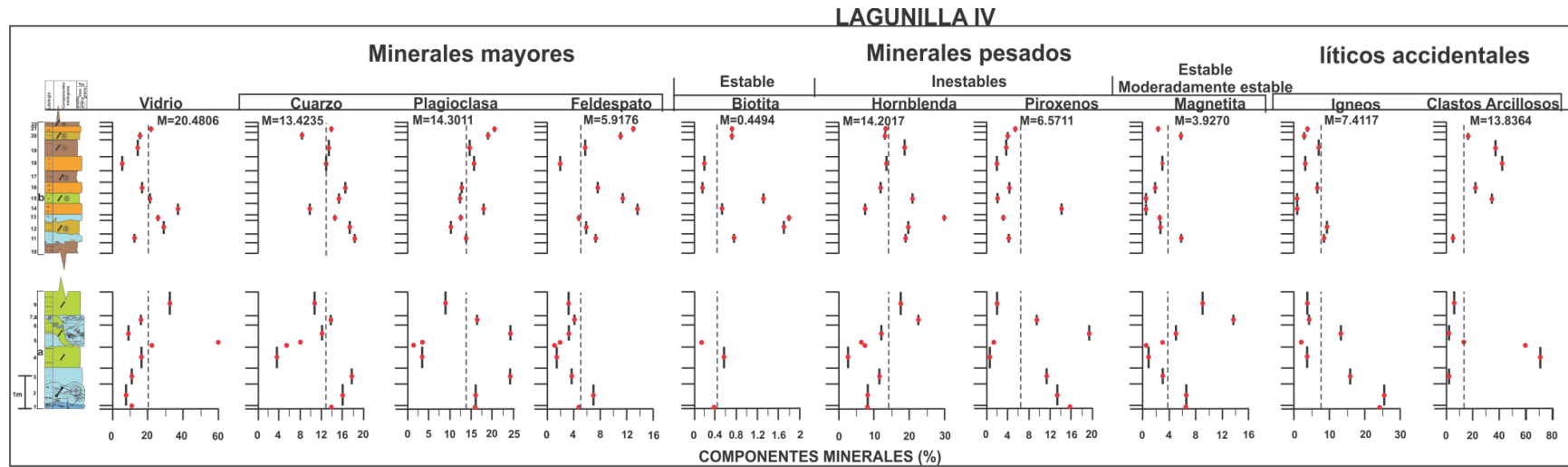


Figura 26. Conteo de puntos en porcentajes de la columna Lagunilla IV, los minerales mayores muestran mayor porcentaje respecto a los minerales pesados.

La base de la unidad vulcanoclástica se encuentra con una abundancia del 54% en el contenido de clastos arcillosos, le continúa el vidrio (8%) y las plagioclasas (9%), el cuarzo, feldespatos y magnetita con 5% y la hornblenda en 3%. El siguiente depósito consiste de vidrio volcánico vesicular y shard (79%) con tonalidad gris claro, las plagioclasas (2%) y feldespatos (4%) se encuentran angulares a excepción del cuarzo que es concoidal. Los minerales mayores son el olivino (4%) y la magnetita (1.61%).

Los siguientes depósitos presentan partículas muy finas (3φ y 4φ), los minerales se encuentran muy fragmentados, además, siempre acompañados de clastos arcillosos en 3%-39%, el vidrio volcánico es el más abundante en los depósitos centrales (50%-89%) mientras que los últimos dos depósitos de la cima de esta unidad disminuye a 30%.

El cuarzo predomina en 3% y 4% con incremento de la parte central a la cima 9%-16%, las plagioclasas solo se encuentran en 1%-4%; solo evidentes en 10% en los depósitos de la cima, los feldespatos muestran abundancia de 1-4%.

La biotita en los depósitos 10 y 12 conforma 6% y 4% del total de minerales, respectivamente, en los otros depósitos se encuentra en 1%. Los minerales pesados inestables como la hornblenda es de color verde oscuro a negro, se encuentra fracturado y la base de la unidad contiene 18% (depósito 9), posteriormente en los depósitos sobreyacientes disminuye en 2% y 3%; de la parte central hacia la cima de la unidad sigue una tendencia 13% (depósito 12), 6% (dep. 13 y 14) y 23% (dep. 15). La magnetita y los piroxenos se encuentran en 1%.

La unidad fluvial de partículas finas presenta abundancia de vidrio volcánico fracturado y se encuentra de manera ascendente en porcentaje con los depósitos sobreyacientes que van de 27%-50%, el cuarzo es concoidal y subredondeado con 15%, 8% y 11%, estas características que también se presentan en los feldespatos y plagioclasas que abundan en 9%, 6% y 4%. La biotita se observa en porcentajes alrededor del 1%, esta mantiene formas laminares, sin embargo en algunos casos presenta rugosidad y un orificio en el centro del mineral; la magnetita es subredondeada, se presenta en el primer y tercer depósito de esta unidad con 3% y 5%. La hornblenda es lustrosa, fracturada con tonalidad verde oscuro a negro y una abundancia del 20% y los piroxenos en 1%.

En el canal que se observa en la columna de Dextho aparecen los mismos minerales detríticos que en las unidades anteriores, el vidrio volcánico es mayor en los dos primeros depósitos (10% y 19%) y en los otros dos sobreyacientes disminuyen los porcentajes en 6% y 3%, este vidrio se encuentra fracturado. El cuarzo se encuentra en un 10%-12%, a excepción del depósito 3 que contiene <1% de cuarzo; las plagioclasas integran un 15% aumentando en la parte central con 20% y el depósito de la cima se encuentra en 12% de la muestra.; en cambio, los feldespatos, se encuentran en porcentajes entorno al 6% y 9%.

La magnetita se encuentra en 10%-13% y la biotita es inferior al 1%. Los minerales inestables como la hornblenda es el más abundante con 17% y 23%, los piroxenos 5%-9% y 18% y el olivino son inferiores al 1%. Los fragmentos ígneos se encuentran en 1% y los clastos arcillosos son más frecuentes (7%) disminuyendo a 0.5%, posteriormente incrementa a 5% desapareciendo en el depósito de la cima. La morfología de sus minerales muestra tendencias a mostrar una estructura subredondeada a redondeada, la hornblenda se esta fracturada, los piroxenos actúan como oikominerales y aparecen en formas cilíndricas con degradación.

En el sector de La Peña los minerales se encuentran redondeados, el cuarzo y la magnetita son concoidales, la hornblenda es concoidal evidencia de golpes por impactos. La base de la columna se conforma de dos depósitos de arcillas y contiene fragmentos ígneos en 64% y 13%; el vidrio volcánico abunda en 5% y 7%. Los minerales mayores como el cuarzo aparecen en 7%, las plagioclasas y feldespatos en 3%; de los minerales inestables, es notable la hornblenda (5%) y los piroxenos (9%) en el primer depósito.

El canal que sobreyace los niveles arcillosos contiene fragmentos líticos de 48%, 58% y 75%, el vidrio volcánico de 5%-10%, los minerales mayores como el cuarzo van de 11%, 9% y 6% de la base a la cima del canal, esta misma tendencia se presenta en las plagioclasas (12%, 8% y 4%), mientras que en los feldespatos incluye 3% al 7%. Los minerales estables como la magnetita abundan en 3% en la base y se observa un aumento del 12% en el estrato sobreyacente, posteriormente disminuye a 2% y 0.6% en los siguientes niveles, la biotita es inferior al 0.5%. Los minerales inestables (hornblenda y piroxenos) son < 1% en todos los niveles. Todos los porcentajes de minerales descritos en cada unidad se encuentran en la Figura 27, Cuadro 16, Anexo III.

En cambio para la segunda columna de La Peña se analizaron dos niveles con bloques sostenidos en una matriz arcillosa (depósitos 2 y 3) y solo existe evidencia de líticos ígneos en 9% y 21%, el vidrio volcánico 2% y 6%, los minerales mayores como el cuarzo (2% y 8%), plagioclasas (2% y 24%) y los feldespatos en 6% en el tercer depósito; la magnetita en 9% y 21%, sin embargo, los minerales inestables están totalmente ausentes. Todos estos niveles presentan un mineral verde esmeralda opaco y en ocasiones con costras, redondeado y concoide en 1%, en la segunda columna también se evidenciaron minerales de color blanco y otros con tendencias rojizas (Figura 28).

Los depósitos que conforman la cuenca de Actopan son de origen alogénico y han sido sometidos principalmente a meteorización mecánica; esta acción causó el fracturamiento y redondez de los minerales mayores (cuarzo, plagioclasas y feldespatos), de los minerales pesados estables (biotita y magnetita) y de los inestables (hornblenda y piroxenos). En cambio los minerales de los depósitos de Ixmiquilpan se caracterizan por la presencia de minerales mayores; la ausencia de los minerales pesados puede estar ligada a una meteorización química según Goldish (1938).

CAPITULO III. RESULTADOS

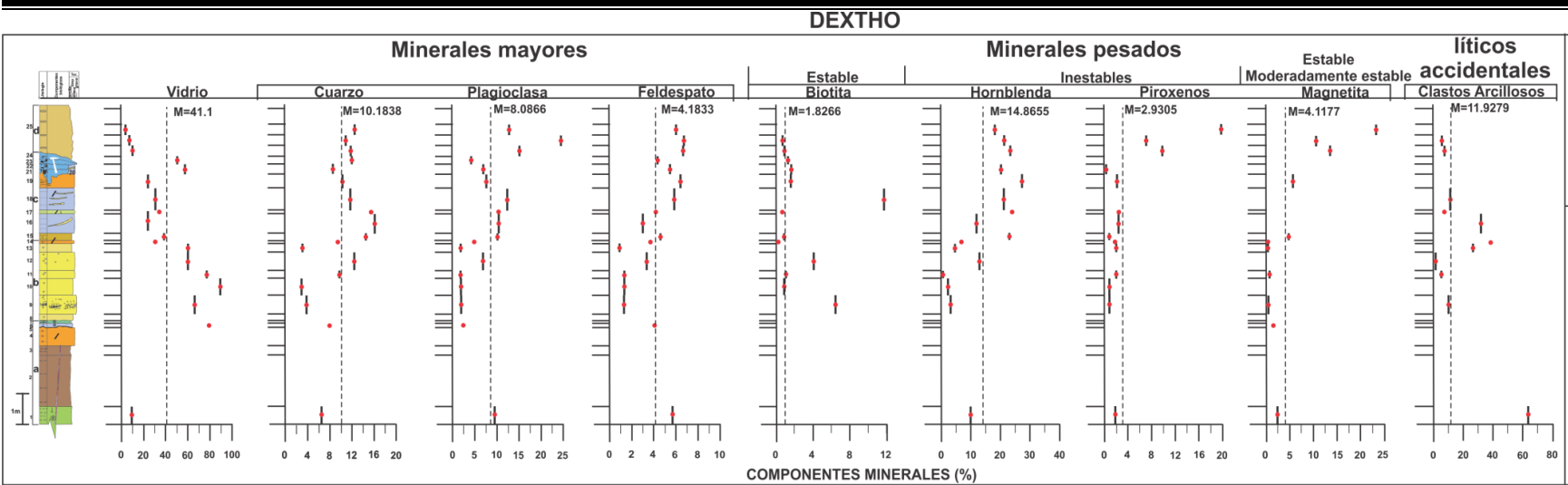


Figura 27. En esta columna el contenido de minerales primarios comienza a partir de la unidad vulcanoclástica hacia la cima.

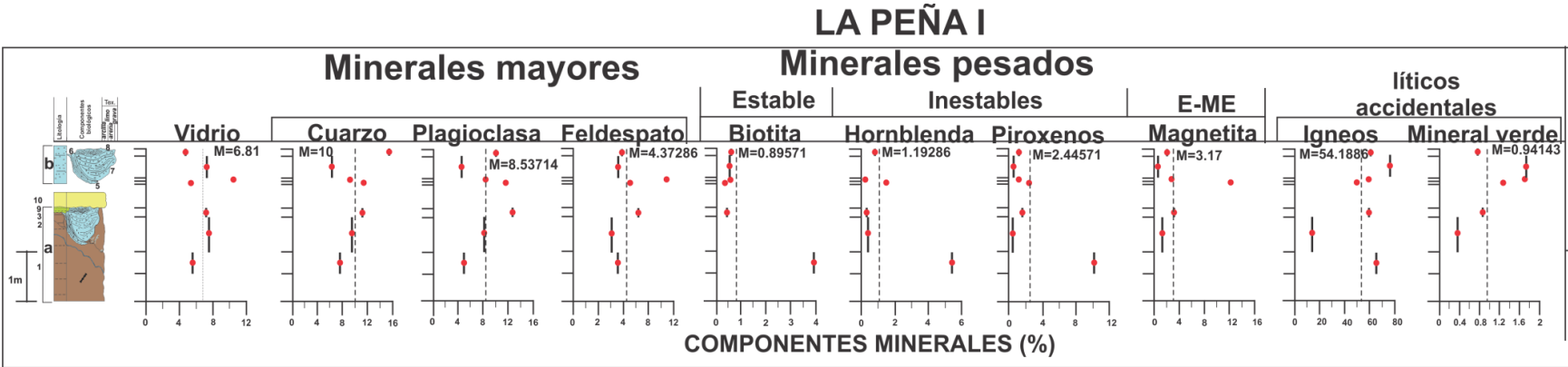


Figura 28. En esta columna los minerales se encuentran en los niveles arcillosos como los fluviales.

III. 4.2 MORFOLOGÍA Y ANÁLISIS MEDIANTE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM).

Los vidrios volcánicos que se presentan en las facies vulcanoclásticas (depósito 9-13), Dextho) son incoloros, en la muestra general (Figura 29a) se observa un tamaño inferior a 200µm, se trata de partículas planares, vesiculares y aglutinaciones de cenizas. Los vidrios son vesiculares y shard principalmente (Figura 29b). El vidrio vesicular es subredondeado, las vesículas son alargadas, con superficies planas, contornos sin alteración. El vidrio shard es subangular con superficies planares, paredes vesiculares y bordes angulosos. (Figura 29c).

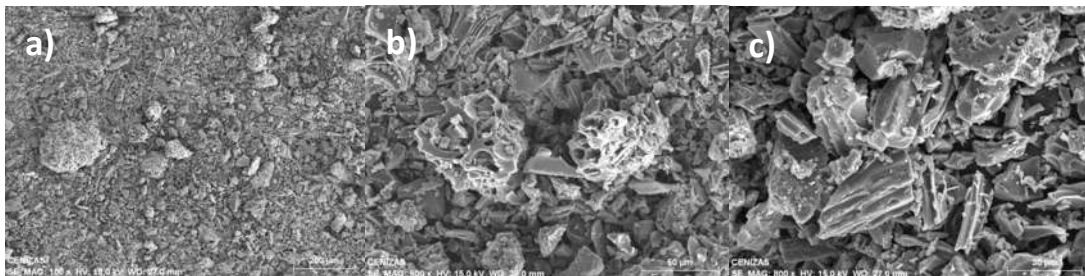


Figura 29. a) Muestra general del vidrio volcánico inferior a 200 micras y se encuentran aglutinados. **b)** Vidrio vesicular se observan las vesículas elongadas. **c)** Vidrio shard con bordes angulosos.

Según Heiken y Wohletz (1992) estos tipos de vidrio son fragmentos piroclásticos. Las cenizas volcánicas se analizaron seis fenocristales de las muestras de la columna la Peña I (2-8) que se clasificaron de acuerdo con su color como mineral blanco (MB), negro (MN) y rojo (MR) con proporciones <0.3%; los minerales verdes son: mineral verde 3 (MV3), MV4 y mineral verde claro (MVC5) con 1%; corresponden a las columnas de La Peña (I y II) y están subredondeados a redondeados, estos fenocristales se clasificaron de acuerdo con cuatro procesos de meteorización mecánica y química descritos por Rehman y Ahmed (1996).

1. Los procesos mecánicos producen fracturas con formación concoidal, superficie picada “pitted surface”, bloques de ruptura “breakage blocks”, placas con vueltas hacia arriba “upturned plates”, ranuras “groves” y surcos “furrows”.
2. Procesos mecánicos/químicos, producen texturas que incluyen contornos angulares, característicos del relieve (bajo, medio, alto) y marcas de impacto en forma de “V”
3. Procesos de disolución química, genera concavidades, huecos por solución y marcas en “V”
4. Procesos de precipitación química, se observa el desarrollo de sílice, precipitación y crecimientos cristalinos.

Los minerales blanco (MB), negro (MN) y verde 3(MV3) presentan forma subredondeada, relieve medio (MB y MV3) y bajo (MN) con caras planas, huecos por disolución (solution pits) con glóbulos, placas y costras de sílice (Figura 30). El fenoclasto rojo (MR) y MV4 es redondeado, con estructura concoidal, surcos y huecos irregulares. El mineral verde claro mantiene una estructura prismática, formas concoidales y glóbulos de sílice (Figura 31).

Las características de estos minerales son similares a los reportados por Rehman y Ahmed. (1996); Suresh *et al.* (2008); Madhavarajul *et al.* (2009); Rajganapathi *et al.* (2012); por lo tanto, los minerales MB, MN y MV3 son producto de una meteorización química por precipitación y disolución; sin embargo, también aparentan una morfología en placas lo que también pudieran pertenecer a las biotitas.

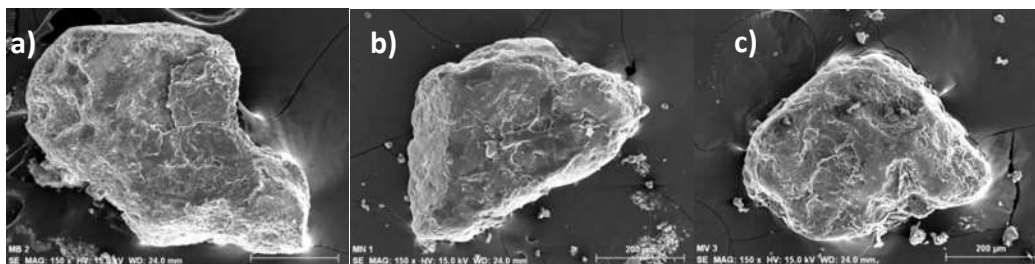


Figura 30. a), b) y c) Minerales alterados por disolución química, se encuentran cubiertos por costras de sílice y su morfología en placas puede pertenecer a micas.

El MR y MV4 están alterados por meteorización mecánica, por lo tanto, puede tratarse de un mineral alogénico. El MVC5 estuvo sometido a una meteorización mecánica y posteriormente una meteorización química por precipitación. Además las características por la acción química son propias de un largo tiempo de permanencia en el sedimento por un proceso de disolución (solution pits) y precipitación química (desarrollo del sílice) Rajganapathi *et al.* (2012). Las marcas concoidales son característicos de ambientes de alta energía (Gandhi *et al.*, 2010). Todos estos minerales contienen aluminio, magnesio, potasio, calcio, hierro; De acuerdo con esta composición los minerales aparentan corresponder a hornblendas y/o piroxenos.

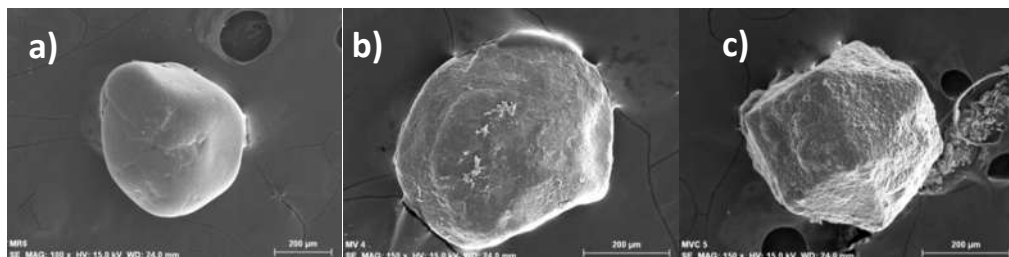


Figura 31. a) Mineral redondeado por meteorización mecánica. **b)** mineral alterado por meteorización mecánica y química. **c)** mineral con globulos de sílice causado po disolución química.

III. 5 PETROGRAFÍA

Se analizaron 13 muestras de los depósitos sin consolidar, de las cuales una corresponde al Oro (Ixmiquilpan) y las otras 12 a la cuenca de Actopan. La muestra de la cuenca de Ixmiquilpan se conforma principalmente de pómez y fenocristales inequigranulares de cuarzo, feldespatos y plagioclasas subhedrales (Figuras 32 a y b). La plagioclasea está zonada con coronas de reacción.

En la cuenca de Actopan la muestra Lagunilla IV 8 representa los ambientes fluviales, contienen cristales euhedrales de cuarzo, plagioclasea, feldespato, biotita, hornblenda, clino y ortopiroxenos. La plagioclasea se distingue por sus maclas polisintéticas y zonamiento. Los bordes de reacción son comunes en la plagioclasea, hornblenda y piroxenos; las inclusiones de magnetita se encuentran en los piroxenos y biotita (32 c y e).

Los líticos presentan una textura porfídica inequigranular (lítico 1) y pilotaxítica (lítico 2) (Figuras 32 d y e), con cristales hipocristalinos euhedrales con microfenocristales de plagioclasas. En otros líticos son comunes fenocristales de biotita y plagioclasea; esta última al igual que el clinopiroxeno se encuentra como microfenocristales.



Figura 32. Minerales de los sedimentos reportados para las secciones delgadas de los depósitos fluviales. **a)** lítico de pómez. **b)** cuarzos. **c)** hornblenda. **d)** lítico de textura porfídica inequigranular. **e)** lítico de textura pilotaxítica.

Los depósitos de caída de ambientes cenagosos contienen fenocristales euhedrales y subeudrales, las plagioclasas zoneadas y clinopiroxenos presentan bordes de reacción; la biotita y el clinopiroxeno se encuentran con inclusiones de óxidos (magnetita). En esta sección se observa un ortopiroxeno que incluye magnetita y dos clinopiroxenos anhedrales (Figura 33 a).

El nivel índice se compone por cuarzo, feldespato, plagioclasea, hornblenda y ortopiroxeno presentando formas subhedrales con bordes de reacción y algunos se encuentran totalmente oxidados. Algunos cristales de plagioclasea presentan maclas polisintéticas (Figura 33b).

La base del nivel vulcanoclástico contiene líticos de composición ígnea y fenocristales aislados equigranulares con formas euhedrales. La plagioclasea presenta un maclado polisintético y algunos individuos están zoneados; los ortopiroxenos y la biotita presentan bordes reabsorbidos e inclusiones de magnetita; la hornblenda tiene bordes de reacción



Figura 33. Minerales observados en secciones delgadas a partir de los ambientes cenagosos. **a)** El ortopiroxeno presenta inclusiones de clinopiroxeno. **b)** Las plagioclasas zoneadas se encuentran en todas las secciones. **c)** Ortopiroxeno con bordes reabsobidos se observo en los depósitos vulcanoclásticos. **d)** Hornblenda con bordes de reacción.

Los dos tipos de líticos contenidos en esta sección son de textura traquítica (lítico 1) y porfídica (lítico 2), ambos inequigranulares e hipocristalinos. En el lítico de textura traquítica son evidentes fenocristales oxidados y los microfenocristales son plagioclasas con maclado tipo carlsbad; los líticos con textura porfídica contienen fenocristales subhedrales de cuarzo, feldespato y plagioclasa; en cambio, los ortopiroxenos son euhedrales con inclusiones de magnetita, rodeados de microfenocristales de plagioclasa. Los siguientes depósitos de la zona central hacia la cima muestran ausencia de líticos ígneos.

Los ambientes cenagosos que se distinguen en la cima de Lagunilla I son los microfenocristales de cuarzo, feldespato y plagioclasas subhedrales, en algunos casos se observan fenocristales de calcita.

En la sección laminar que corresponde al paleocanal de La Peña I se observan fenocristales equigranulares de cuarzo, feldespato y plagioclasa euhedrales-subhedrales con bordes de reacción, además, de cristales altamente oxidados; en esta sección también se aprecian ferromagnesianos de color verde opaco y algunos presentan bordes reabsorbidos.

Las plagioclasas presentan un maclado Carlsbad y polisintético. También se observaron dos tipos de líticos. Los primeros de textura traquítica, inequigranular e hipocristalina. Los fenocristales están conformados por plagioclasas y feldespato subhedrales, los microfenocristales que bordean a los fenocristales son piroxenos y plagioclasas; la matriz presenta un alto grado de oxidación. La textura de los siguientes líticos no se puede definir debido a su alto grado de oxidación, sin embargo, los fenocristales corresponden a plagioclasas con maclado carlsbad.

La segunda columna de este sitio (La Peña II) presenta la misma composición de cristales que la columna anterior. La biotita de esta sección presenta corrosión, también se distingue la presencia de zeolitas incluidas dentro de vidrio volcánico. Los minerales menos frecuente se encuentran en la Figura 34.

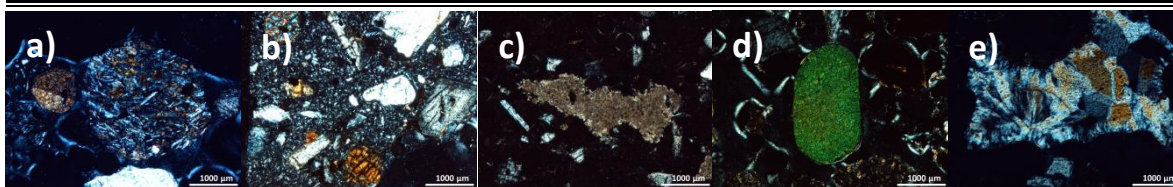


Figura 34. a) Lítico con estructura traquítica. **b)** Estructura porfídica. **c)** Mineral de calcita reportado para un nivel cenagoso de la cima de lagunilla I. **d)** El mineral verde puede pertenecer a un ferromagnesiano de La Peña I. **e)** Zeolita.

Los cristales de estos depósitos se mantienen con las mismas características inclusive en los líticos donde solo se encuentran dos tipos de textura.

Al menos los depósitos fluviales pueden tener una fuente de rocas con la misma composición, pero emplazados en diferentes periodos.

Los depósitos vulcanoclásticos hasta el momento se atribuyen a depósitos de caída sin embargo, aún se desconoce la fuente de emisión.

Los piroxenos y la biotita presentan inclusiones de magnetita mientras que las plagioclasas contienen bordes de reacción y dos tipos de maclas (Carlsbad y polisintético)

III.6. GEOQUÍMICA

III.6.1 DIFRACCIÓN DE RAYOS X, MORFOLOGÍA Y MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO DE ARCILLAS

Estos análisis se realizaron para las muestras de arcillas y limos que conforman a las planicies de inundación, paleosuelos y el nivel índice (ambiente supralitoral), se evidenciaron pocas especies de minerales primarios y secundarios. La albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) fue el único mineral primario de los feldspatos en todos los ambientes de depósito por su contenido de sodio mantiene mayor resistencia al intemperismo químico (Goldich, 1948).

Los minerales secundarios contenidos en los depósitos y determinados por rayos X y SEM son argilominerales (filosilicatos), sesquióxidos, minerales del sílice y carbonatos. Los argilominerales comprenden la haloisita del grupo de las kanditas y la montmorillonita que pertenece al grupo de las esmectitas; estos minerales son de origen volcánico (Lozano-Santa Cruz *et al.*, 1989), su transformación depende de las condiciones topográficas, climáticas, roca madre y el área de aporte (Raigemborn, 2007).

Los sesquióxidos presentes en son la hematita (Fe_2O_3) y el hidróxido de aluminio ($\text{Al}(\text{OH})_3$), su origen depende de la asociación de la oxidación-reducción de los minerales de las arcillas. La cristobalita es el único mineral del sílice en estos depósitos, su formación ocurre por la transformación del vidrio volcánico y también está ligada a una fase cristalina común en diatomitas (Besoain, 1985; Osman y Cem, 2009); del grupo de los carbonatos se encuentra la calcita formada por la precipitación química del bicarbonato de calcio, es una especie cosmopolita muy abundante en la corteza terrestre, principalmente en rocas metamórficas y sedimentarias.

En los niveles arcillosos que conforman el valle de Ixmiquilpan se distingue solamente a la albita como mineral abundante dentro de epiclastitas conformadas por aluminosilicatos primarios y óxidos de aluminio. Cabe mencionar que no se observó ningún mineral en especial que permita definir la fuente de este depósito ya que los minerales observados son comunes en la mayoría de las rocas que conforman el paisaje de la región (Figura 35).

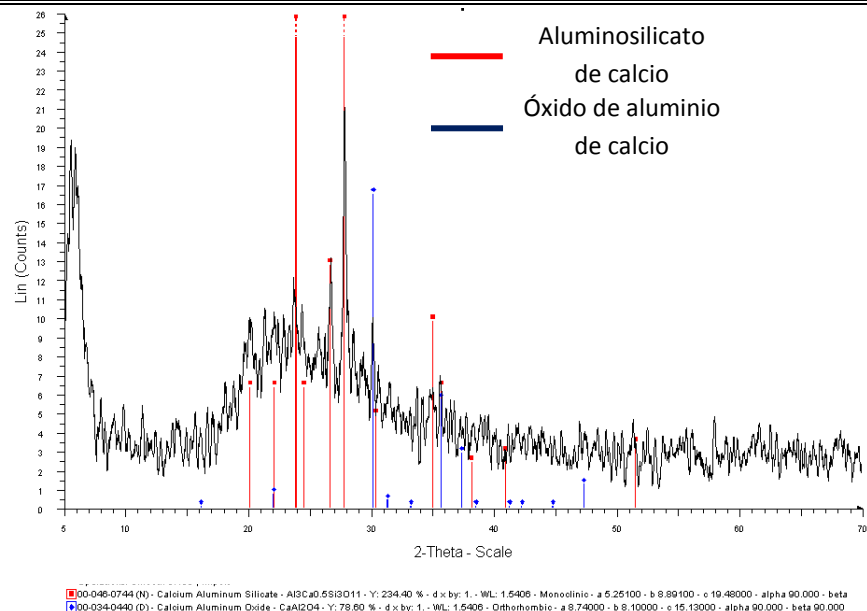


Figura 35. Diagrama de DRX para el nivel siete de la columna el Oro, donde solo se observan aluminosilicatos y óxidos de aluminio.

En el valle de Actopan se analizaron los paleosuelos y el caliche de Julián Villagrán, las planicies de inundación de Lagunilla y los depósitos supralitorales que se extienden desde Lagunilla hasta Actopan (La Peña I y II). Las planicies de inundación constituyen la base del valle (Lagunilla IV), en estas localidades la albita tiene mayor concentración respecto a la montmorillonita (Figura 36).

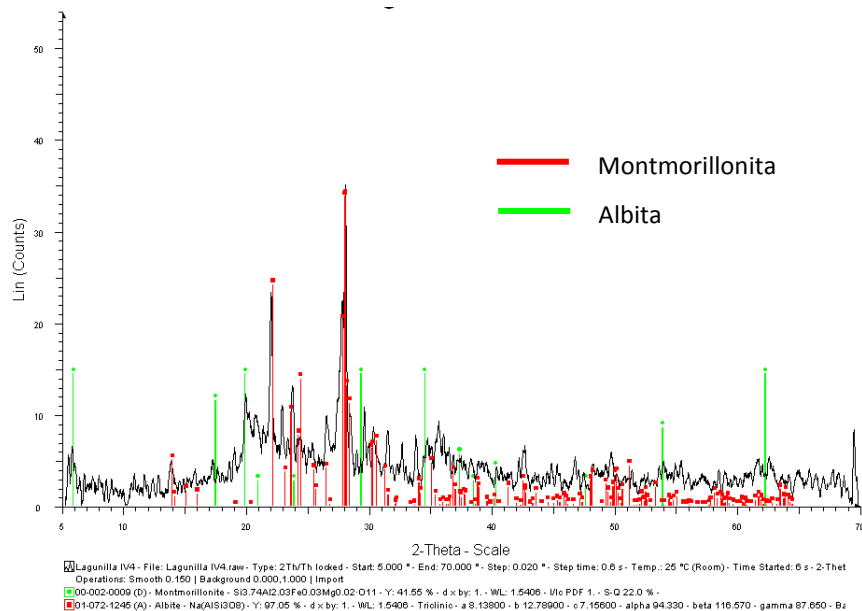


Figura 36. Curva que presentan las planicies de inundación, solo es notable la albita y montmorillonita.

Es necesario recalcar que el cuarzo también es evidente en estos niveles, el vidrio volcánico (ver conteo de puntos) es el menos resistente al intemperismo químico (Flores y Parra, 2009) y los feldespatos contribuye a la formación de la montmorillonita, (Lozano-Santa Cruz *et al.*, 1989).

El aluminio se reemplaza por magnesio y se asocia a periodos secos muy pronunciados y drenaje pobre (Carrasco *et al.*, 2008); principalmente se encuentran en planicies aluviales, pendientes cóncavas y depresiones (Ortiz, 2010), la característica principal de la montmorillonita es su expansión con la humedad inhibiendo la infiltración y produciendo agrietamientos en épocas secas.

Previamente se mencionó que los fluviales que conforman la base de la cuenca dieron lugar a las terrazas en la parte septentrional y meridional del valle. Las terrazas se alternan con niveles de paleosuelos y caliche, este último también conforma la cima de toda la cuenca de Actopan, ambos depósitos presentan evidencias de pedogénesis (cutanes y porosidad secundaria, entre otros. Ver sedimentología y estratigrafía). El caliche presenta fases cristalinas definidas, su contenido de calcita predomina sobre la albita y la haloisita, esta última se encuentra en menor proporción en relación con los minerales anteriores. La calcita es un indicador de condiciones secas, causada por la intensa evaporación que permite la concentración de este mineral, en contraste la haloisita es un filosilicato que no se expande y asocia a climas de condiciones húmedas (Besoain, 1985)

Los análisis EDS del caliche indican una alta concentración de calcio en relación con el oxígeno, sílice, aluminio, hierro y magnesio; éstos dos últimos tienen una menor concentración y su morfología laminar ha sido transformada por la disolución adquiriendo una forma subredondeada. La arcilla está cubierta por calcita (Figura 37).

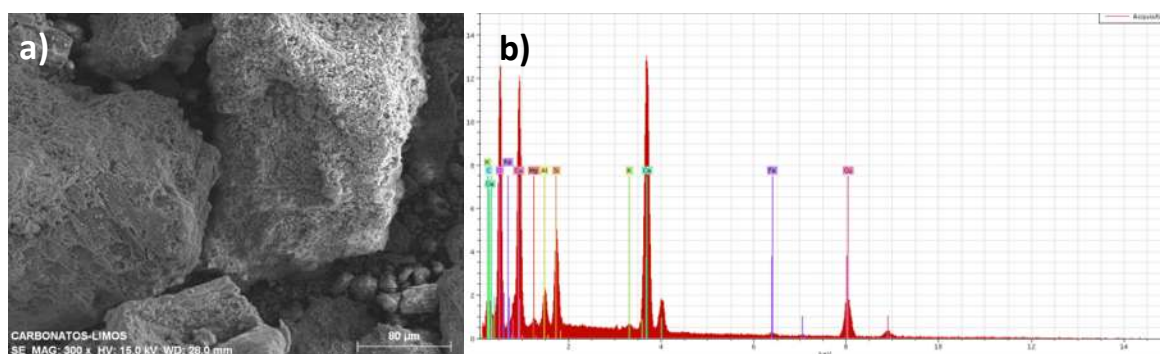


Figura 37. a) Limos del caliche de J. Villagrán, la calcita ha cubierto a los limos que también han adquirido una morfología subredondeada; **b)** Se observan altas concentraciones de calcio. El cobre aparece al metalizar la muestra.

En los paleosuelos, el mineral predominante es la haloisita y en menor proporción la albita y el cuarzo; la montmorillonita tiene una marcada disminución respecto a los minerales anteriores (Figura 38a). La morfología de esta última especie es laminar con grietas en su

superficie aparentando fragmentación o contracción a consecuencia de la falta de humedad. Entre los elementos observados con mayor frecuencia destaca el oxígeno, sílice y aluminio; el calcio presenta una frecuencia intermedia y con menor intensidad el magnesio, potasio y hierro (Figura 38b). En la misma curva se observa un pico de fósforo (P), cuya fuente original es la apatita ($\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8$), este mineral es el proveedor de fósforo en los suelos (Ortiz, 2010).

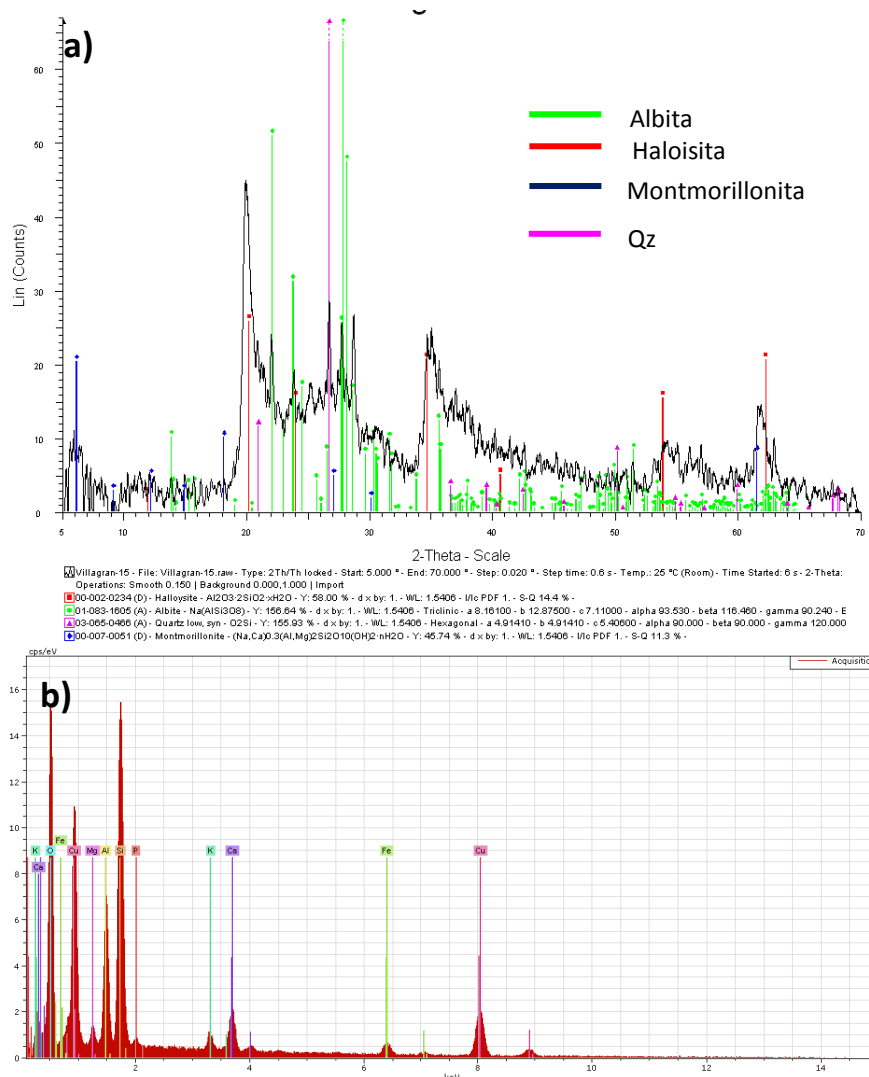


Figura 38. a) Abundancia de haloisita respecto a los otros minerales. **b)** Presencia de fósforo, además de altos contenidos de Al, Ca, K y Fe.

Los cutanes que se presentan en estos niveles pedogenizados son estructuras muy delgadas de color negro causados por las concentraciones de oxi-hidróxidos de hierro y manganeso en las paredes de los agregados (peds) (Ortiz, 2010); estas concentraciones se originan por la remoción del material fino de la superficie de los peds u horizontes sobreyacentes (iluviación) a través de los agrietamientos (Hogdson, 1987), están ligados a una alternancia de condiciones húmedas y secas fuertemente contrastadas (Flores *et al.*, 2013).

La albita es un mineral que prevalece en los ambientes cenagosos y supralitorales (unidad arcillosa); la base de esta unidad arcillosa es blanca y contiene cristobalita, la abundancia de este mineral difiere muy poco de la montmorillonita y los sesquióxidos (hidróxido de aluminio), el cuarzo contiene curvas de menor intensidad en relación con los minerales secundarios (Figura 39).

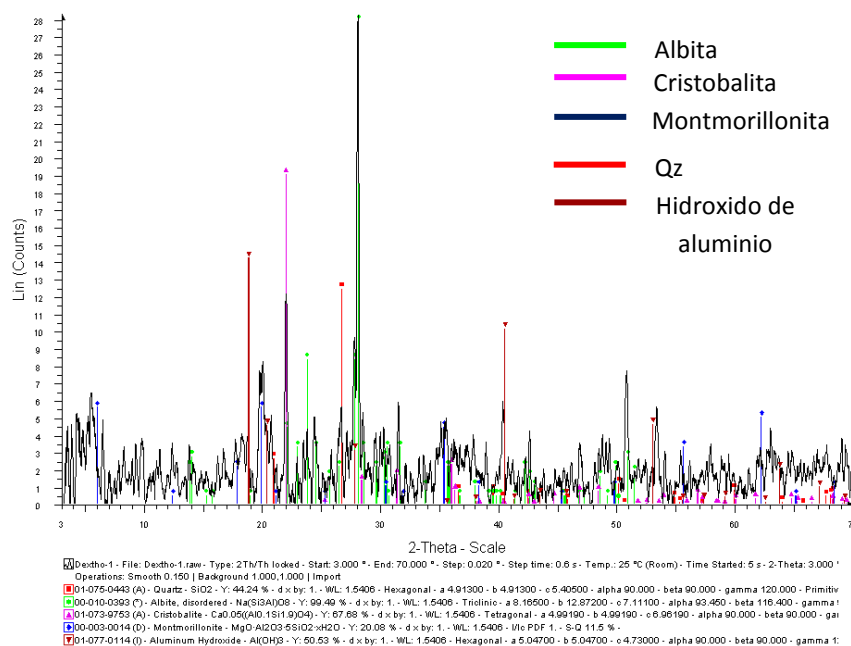


Figura 39. El mineral dominante en este diagrama es la albita, existe la presencia de cristobalita, además de hidróxidos de aluminio y montmorillonita.

De acuerdo con Osman y Cem (2009) la cristobalita es producto de la alteración química del vidrio volcánico y del sílice de diatomeas, este depósito presenta diatomeas (ver análisis de diatomeas), vidrio volcánico y poca concentración de cuarzo; para la formación de estos minerales, el sílice debe estar libre, cristalizado o combinado con silicatos; libera ácido monosilícico (SiO_4H_4) que es movilizado por el agua y puede evolucionar a arcillas de neoformación, ocurre principalmente en condiciones húmedas (Ortiz, 2010).

La concentración del hidróxido de aluminio (Al(OH)_3) genera una coloración blanca y generalmente se asocia a aluminosilicatos formados bajo intensa meteorización química, es característico de climas húmedos (Ortiz, 2010).

Posteriormente, hacia la cima de la unidad arcillosa cambian las fases minerales y el nivel arcilloso blanco es interrumpido por un nivel arcilloso de color marrón con evidencias de pedogénesis (ver estratigrafía y sedimentología), este se extiende en toda la cuenca (nivel índice). Los análisis de DRX indican características amorfas; la mayor concentración la presenta el cuarzo; la albita es el segundo mineral abundante mientras que los minerales secundarios corresponden a hematita con mayor intensidad que la montmorillonita. (Figura 40)

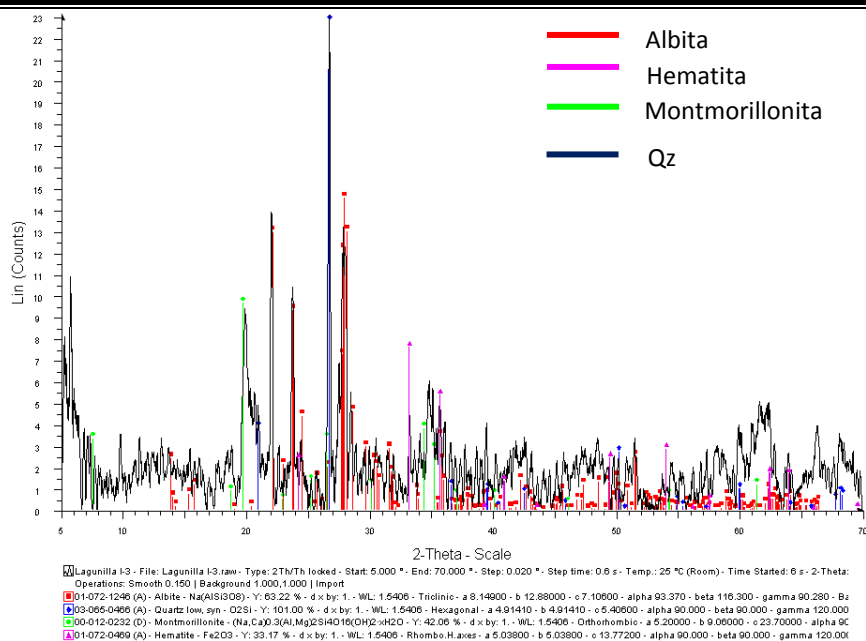


Figura 40. Diagrama del nivel índice, se observa la albita como mineral dominante, existe hematita y montmorillonita, minerales indicadores de condiciones secas.

La hematita genera la coloración rojiza en los sedimentos y es producto de la deshidratación de la goethita (Ortega *et al.*, 2002), su asociación con la montmorillonita sugiere periodo de sequía, su gran espesor indica un periodo seco muy extenso; sin embargo, la formación de cutanes sugiere periodos húmedos muy cortos (Ortiz, 2010).

El análisis EDS muestra un cutan formado en una montmorillonita (Figura 41a) con relieve alto, cavidades y estrías en su superficie, los elementos son los mismos que los descritos para los paleosuelos y el caliche de Julián Villagrán; el calcio se asocia a las bandas y nódulos formados por pedogénesis en su estructura interna.

También se realizó un análisis de EDS para el horizonte oxidado de la columna La Peña II; sus componentes minerales son el cuarzo y minerales de las arcillas alteradas por la disolución química (Figura 42c), los elementos con mayor concentración son el oxígeno y sílice; la presencia de aluminio proviene de los minerales de las arcillas al igual que el calcio; en cambio, el hierro y manganeso provienen de la oxidación de ferromagnesianos, los cuales formaron los sequióxidos (Figura 43b).

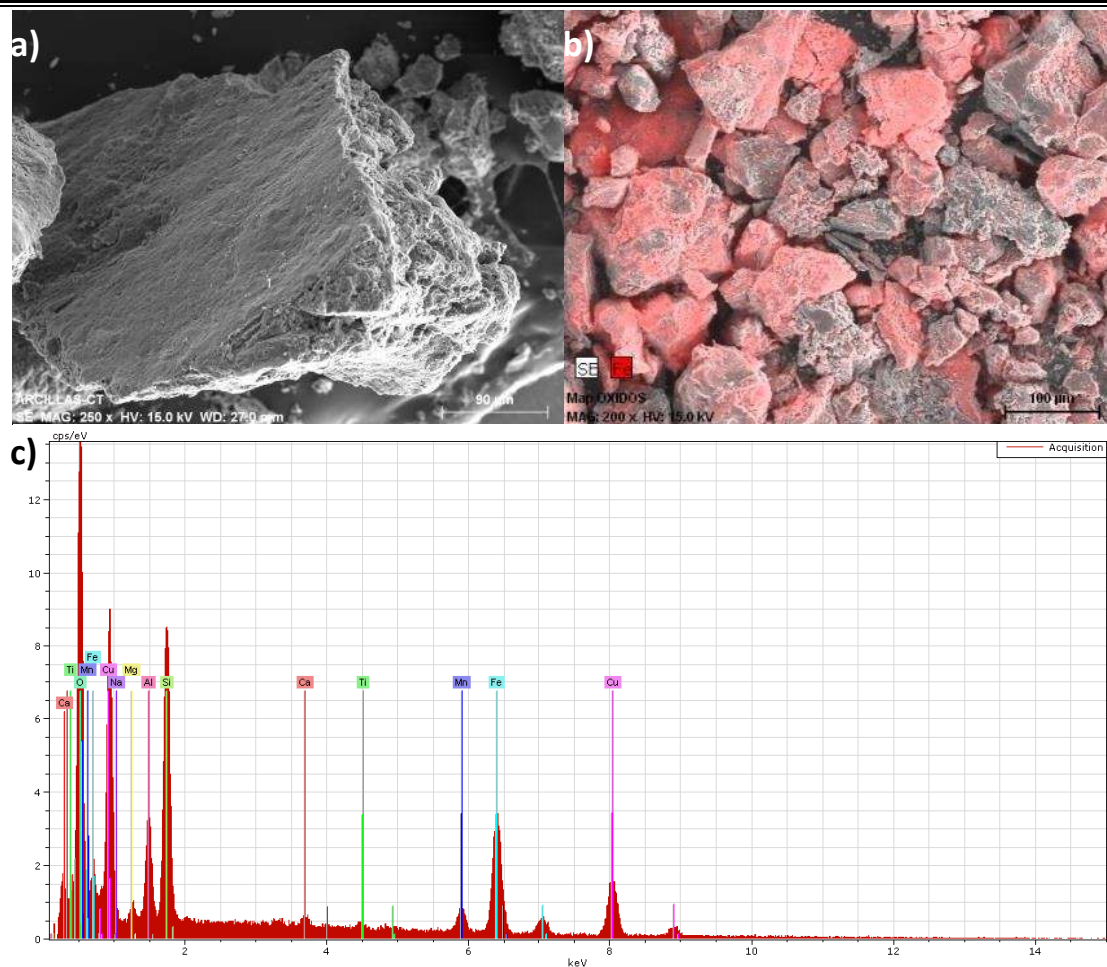


Figura 41. a) Cutan formado en una montmorillonita. **b)** Mapa de óxidos del nivel oxidado de La Peña II. **c)** Altas concentraciones de hierro y manganeso del cutan de la figura a.

Estos análisis contribuyen al entendimiento de las condiciones del clima durante el Plio-Pleistoceno de la región, el Plioceno está representado en la base de la cuenca y está constituido por un depósito fluvial mientras que el Pleistoceno se asigna principalmente a la unidad vulcanoclástica (Castillo-Cerón, 1996).

En resumen las cuencas presentaron periodos semihúmedos a semisecos, observándose que el Plioceno fue más húmedo que el Pleistoceno; la mineralogía de la base (Plioceno) sugiere periodos más húmedos (haloisita), aunque existieron periodos secos la montmorillonita no predomina en los sedimentos. Los periodos secos dieron lugar a la formación del caliche y las planicies de inundación en cambio los húmedos a los fluviales y paleosuelos. El Pleistoceno se torna más seco y no se registró haloisita para este periodo.

III. 6.1.1 DIFRACCION DE RAYOS X DEL MOLAR FÓSIL

Este molar fue observado en la zona proximal de los fluviales de la secuencia basal, inmerso en una sucesión de arenas poco consolidadas que se integran en estructuras de primer orden; el molar tiene 6 cm de largo, presentando forma cuadrangular ligeramente curvada, la parte dental se encuentra revestida por esmalte con una coloración café y negro, la parte lingual ya no contiene esmalte; en la corona se aprecian la cúspides bien formadas (Figura 42a).

Se observa carbonato hidroxiapatito ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$) como único mineral en la muestra (Figura 42b), este mineral es un componente principal de los huesos y esmaltes de los dientes, es muy reactivo ante los procesos de diagénesis (Merino y Morales, 2006; Castaños *et al.*, 2010).

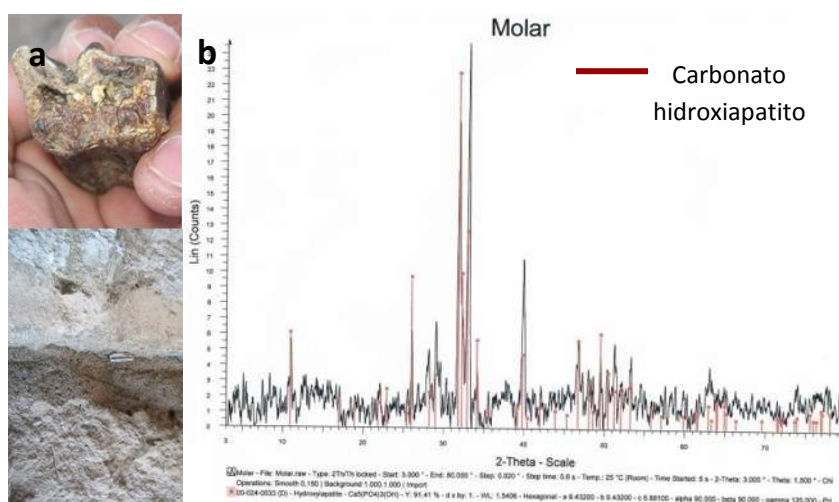


Figura 42. a) El molar fósil se observa en la parte distal del canal (abajo), en la parte superior se observa el molar con alto grado de alteración pero se alcanzan a percibir las cúspides bien formadas, **b)** el difractograma tiene al hidroxiapatito como el único mineral en la muestra.

A este molar se le retiró esmalte para su análisis y según Merino y Morales (2006) este material es más resistente al intemperismo porque su estructura compacta impide su disolución, por lo tanto, esto explica porque el fósil no aparenta alteración química; para conocer el grado de alteración se recomienda realizar un estudio petrográfico, EDS y espectroscopía de infrarrojo, para observar los fenómenos de mineralización así como la sustitución de elementos mayores y traza; la calcita es un buen indicador de alteración ya que es un mineral autigénico que rellena la porosidad de los huesos.

Debido a la falta de un análisis taxonómico se desconoce la especie a la que pertenece este molar, Bravo-Cuevas (*com. per.* 2013) comenta que puede ser de una especie del genero *Equus* o de la familia cervidae. Es evidente la alteración física por las fracturas y la ausencia del esmalte en la parte lingual, dada su deposición en depósitos fluviales, impide conocer si el fósil se encuentra *in situ* o fue transportado.

III.6.2 FLUORESCENCIA DE RAYOS X

Este análisis se realizó para depósitos de limos y arcillas con el objetivo de inferir las condiciones climáticas del Plio-Pleistoceno en las cuencas de Ixmiquilpan-Actopan por medio de la concentración de elementos mayores como indicadores *proxies* (Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P)

Los resultados fueron reportados como óxidos (cuadro 1) y se realizaron en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología (UNAM). Para obtener la concentración de los elementos mayores se realizó un análisis gravimétrico que consiste en determinar la cantidad de un elemento o compuesto presente en una muestra por estequiometría (Skoog *et al.*, 2003; Riaño, 2007) y se utilizó la fórmula:

$$\% a = \% b \left(\frac{PM a}{PM b} \right)$$

Dónde:

% *a*. Porcentaje del elemento mayor buscado.

% *b*. Porcentaje del compuesto pesado.

PM. Peso molecular.

a. Elemento mayor.

b. Compuesto químico.

*El peso molecular de *a*/peso molecular de *b*, es conocido como factor gravimétrico o factor químico.

Cuadro 1. Contenido de óxidos en los sedimentos analizados, lo que impide conocer la concentración del elemento *proxie*.

MUESTRA	DEP.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
EL ORO	2	61.338	0.641	15.252	4.981	0.063	2.538	2.007	1.884	1.763	0.067
	4	55.587	0.651	14.744	6.663	0.103	3.089	2.395	1.715	1.322	0.263
	13	55.721	0.56	14.218	5.709	0.261	3.262	3.581	1.554	1.778	0.678
VILLAGRAN	2	54.371	0.656	18.645	5.616	0.088	2.551	1.47	1.702	2.306	0.096
	7	57.18	0.91	17.486	6.108	0.117	1.938	1.357	1.736	1.742	0.134
	10	62.475	0.864	17.16	4.708	0.156	1.446	1.97	1.981	1.522	0.177
	15	53.356	0.747	20.206	6.147	0.078	2.73	1.251	1.125	2.213	0.32
	18	60.931	0.692	16.399	5.043	0.116	1.56	1.675	2.528	2.968	0.086
LAGUNILLA I	1	56.374	0.875	16.393	6.269	0.119	3.091	2.244	1.347	2.051	0.297
	3	58.17	0.874	16.713	5.81	0.112	2.828	2.103	1.313	1.935	0.183
	6	69.334	0.395	12.765	3.502	0.059	0.998	1.009	1.368	1.776	0.032
	17	60.063	0.919	16.642	5.253	0.074	2.795	1.741	2.139	2.05	0.078
LAGUNILLA IV	4	59.497	0.819	17.926	5.084	0.063	1.931	3.807	3.483	1.6	0.097
	11	59.747	0.863	18.101	4.665	0.06	2.212	4.389	3.718	1.61	0.116
	19	64.539	0.577	16.003	4.916	0.032	1.437	2.066	2.471	1.357	0.04
	25	64.662	0.519	15.063	3.412	0.029	1.191	2.79	3.043	0.951	0.051

Los elementos mayores considerados como *proxies* de aportes alóctonos son el Ti, Al, Fe y K (Priyadarsi *et al.*, 2012); sin embargo, el Ti no participa en procesos diagenéticos, por lo tanto, es un *proxie* directamente de aporte clástico (Navarro *et al.*, 2006; Sosa-Nájera *et al.*, 2010; Priyadarsi *et al.*, 2012).

Estos mismos autores consideran que el Ca (carbonatos) es común en periodos secos y puede ser autigénico y/o biogénico. El manganeso (Mn) es un elemento que se presenta como indicador de iluviación en forma de óxido y está ligado a periodos húmedos precedidos por periodos secos muy extensos (Ortiz, 2010).

El sílice es el elemento más abundante en todo tipo de rocas y sedimentos por lo que no es buen indicador de eventos climáticos, pero, en algunos casos se relaciona con la paleoproduktividad por presentarse en organismos como las diatomeas (Osman y Cem, 2009). En este análisis el Si se encuentra en un 24% a 40% en los depósitos de ambas cuencas; es posible notar que todos los elementos contienen una concentración similar en los sedimentos analizados (Cuadros 17, 18, 19, 20. Anexo IV). Para discriminar los valores se calculó una desviación estándar, lo que permitió deducir de forma muy general como eran las condiciones climáticas de ambas cuencas (Cuadro 2).

Cuadro 2. Desviación estándar calculada para las columnas los sitios muestreados, lo que permite conocer de manera general el contenido del elemento *proxie*.

SITIO	Si	Ti	Al ₂	Fe ₂	Mn	Mg	Ca	Na ₂	K ₂	P ₅
EL ORO	1.5342	0.0299	0.2736	0.5899	0.0810	0.2280	0.5860	0.0973	0.1838	0.1361
J. VILLAGRÁN	1.8617	0.0587	0.7026	0.4471	0.0235	0.3478	0.2036	0.2993	0.3980	0.0414
LAGUNILLA I	2.6952	0.1487	1.0128	0.8471	0.0225	0.5804	0.3948	0.2351	0.0922	0.0515
LAGUNILLA IV	1.34463	0.10296	0.78559	0.53015	0.01392	0.27933	0.74048	0.3234	0.2190	0.0158

En el valle de Ixmiquilpan el Fe y Ca mantienen una desviación estándar de 0.5; cuando existe una asociación de estos elementos se sugiere que el medio funciona en un periodo seco y un cuerpo de agua en descenso de su tirante de agua (Priyadarsi *et al.*, 2012); donde el Fe presente en los silicatos y óxidos es susceptible a la disolución mientras que el Ca tiende a precipitarse. La relación de Al y Mg (0.2) que conforman los argilominerales como la montmorillonita se concentra en condiciones secas siendo el Al reemplazado por el Mg (Carrasco *et al.*, 2008)

En el valle de Actopan, el sector de J. Villagrán el Ca (0.9) domina sobre el Al (0.6), Na (0.5) y Fe (0.4). La abundancia de Ca aparenta un clima más seco, sin embargo, el análisis de DRX reporta albita, haloisita y montmorillonita, por lo tanto, la presencia del Al y Na para este caso no son indicadores por derivarse de rocas volcánicas. Morfológicamente este sector son comunes terrazas fluviales en donde es común encontrar sedimentos con altas

concentraciones de Ca, sin embargo, la presencia de haloisita sugiere episodios de humedad.

La parte central de la cuenca (Lagunilla I, II, III, IV y Dextho) el Al y Fe presentan una desviación estándar de 0.8 dominando sobre el Mg (0.5), mientras que el Ca y Na muestran una desviación estándar de 0.4; estos resultados sugieren un sistema en dilución con un incremento de humedad. Estos datos se representan en la Figura 43

Aparentemente, la sedimentación que corresponde a la base y cima del valle de Ixmiquilpan se formó en condiciones de menor humedad que en el valle de Actopan, no obstante estas diferencias se puede generalizar que el Plioceno fue más húmedo que el Pleistoceno en la región. La secuencia sedimentaria de Ixmiquilpan se correlaciona con la unidad vulcanoclástica del valle de Actopan.

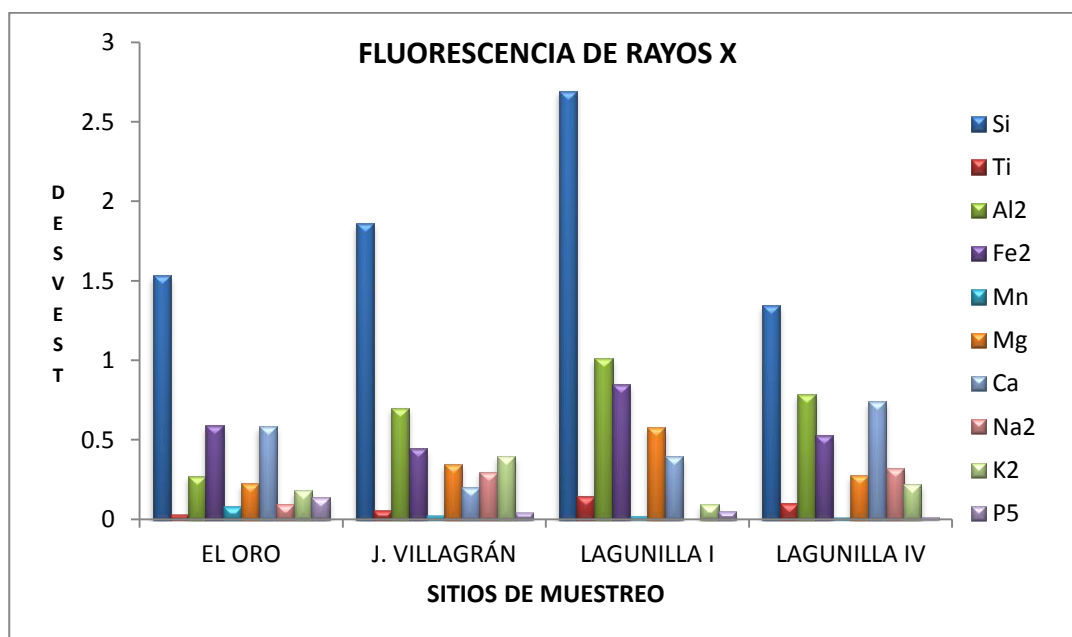


Figura 43. Contenido de elementos *proxies* en las columnas analizadas en los valles de Ixmiquilpan-Actopan, el aluminio y el hierro se encuentran en mayor abundancia.

CAPITULO IV. DISCUSIÓN

IV.1 PALEOGEOGRAFÍA

Los análisis de estratigrafía, sedimentología, granulometría, petrografía y geoquímica, han permitido reconstruir la paleogeografía y las condiciones climáticas de los Valles Ixmiquilpan-Actopan en relación con las cuencas adyacentes de Acambay y Santa María Amajac; por su ubicación entre la Sierra Madre Oriental y el Cinturón Volcánico Transmexicano esta región ha tenido una compleja evolución geológica y geomorfológica.

Primer episodio

En este episodio existía una sola cuenca que comprendía los valles Ixmiquilpan y Actopan. La paleocuenca estaba representada por un gran paleocanal cuyos depósitos masivos (>30 m) se extienden desde el valle de Actopan hasta el norte de Ixmiquilpan limítrofe con Tasquillo; este paleocanal mantenía un sistema meandrónico con periodos que se alternaban entre alta y baja energía; en los periodos húmedos el paleocanal mantenía alta energía con carga de fondo transportando psefitas y psamitas. Las sequías corresponden a fases regresivas que formaron planicies de inundación (Figura 44).

Las psefitas y psamitas fueron alteradas por erosión fluvial formando terrazas aluviales en la zona septentrional (Yolotepec, Patria Nueva y J. Villagrán) y meridional (Santiago de Anaya, Boxaxni). Durante los periodos secos se formaron depósitos de caliche y los periodos húmedos se formaron los paleosuelos con fitolitos. La fauna de vertebrados observados se asocia a la familia equidae y cervidae asignada al Blancano.

Los sistemas fluviales asociados a un clima húmedo son similares a los eventos que contribuyeron con la formación de los depósitos lacustres de Santa María Amajac (Arellano-Gil *et al.*, 2005) durante el Plioceno (Blancano); este cuerpo lacustre se formó por el cierre temporal del río Amajac a consecuencia de una alta precipitación fluvial.

Al continuar las altas precipitaciones el lago de SMA comenzó a desbordarse y erosionó las avalanchas de escombros que bloqueaban la antigua salida, funcionando nuevamente como un sistema fluvial, el clima se torna seco y disminuyó el caudal sugerido por los niveles de yeso en la cima de su secuencia sedimentaria.

A nivel regional se observa que a lo largo del graben de Chapala-Acambay las condiciones fueron húmedas durante el Mioceno-Plioceno en las cuencas lacustres con edad Miocénica-Cuaternaria como Chapala, Cuitzeo y Tierras Blancas (Israde-Alcántara, 1997; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999; Israde-Alcántara *et al.*, 2010); en este periodo los lagos aumentaron su profundidad y extensión pero durante el Plioceno tardío el clima experimentó condiciones más secas.

Estas fluctuaciones climáticas se observan a nivel global (Forester, 1991) donde un aumento de temperatura de entre 3° y 5° mayor a las actuales se originó por efecto de un cambio de dirección de las corrientes marinas del Atlántico a consecuencia del cierre entre América del Norte y Sur, actualmente Panamá (Haywood, 2000).

Los periodos húmedos y secos del Plioceno se asocian a los ciclos fluviales de Ixmiquilpan-Actopan que presentaron menor aporte de agua generando una transición a un sistema cenagoso que corresponde al segundo episodio, el clima influyo directamente en la formación de estos ambientes.

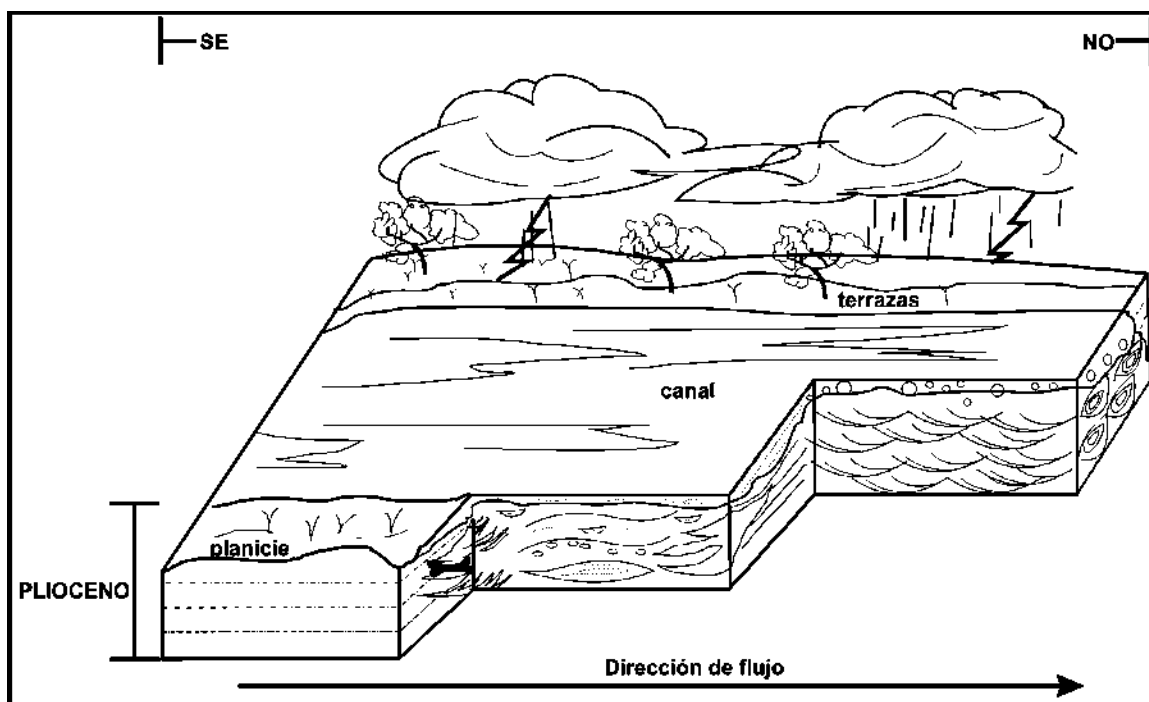


Figura 44. Valle de Actopan durante Plioceno temprano.

Segundo episodio

Este episodio está marcado por la transición de un ambiente fluvial a un ambiente cenagoso, se infiere que se presenta en la transición Plioceno tardío-Pleistoceno temprano.

Los ambientes cenagosos comenzaron cuando los aportes fluviales disminuyeron; al disminuir la carga hidráulica del paleocanal las terrazas funcionaron como paredes que impidieron que la escasa cantidad de agua saliera del embalse, dando lugar a un cuerpo de agua somero con una carga de sedimentos finos de gran extensión. Esta característica solo es evidente en la cuenca de Actopan.

Al disminuir las altas precipitaciones las terrazas y los aluviones de Progreso de Obregón funcionaron como el parte aguas que dividió a las cuencas Ixmiquilpan y Actopan.

La ciénega de Actopan evolucionó en cuatro etapas (Figura 45a), la primera etapa está conformada por la transición Plioceno tardío-Pleistoceno temprano, donde los depósitos fluviales se interdigitan con los cenagosos y las diatomeas que dominan incluyen a *Cocconeis placentula* y *Rhopalodia gibba*.

Durante la segunda etapa se reactiva el vulcanismo y las ciénegas se alternaban con los depósitos de caída. Estas ciénegas presentaban pequeñas fluctuaciones en su profundidad ocasionadas por evaporación donde se desarrolló flora de ambientes concentrados en sales como *Cymatopleura solea* con evidente presencia de macrofitas. En este periodo se observa la presencia de epiclastitas. (Figura 45b)

Durante la tercera etapa la ciénega se tornó más seca originando un ambiente supralitoral con aportes eólicos y pequeños periodos húmedos. Los minerales en esta etapa presentan evidencias de disolución y oxidación. (Figura 45c)

En la cuarta etapa termina la fase seca y las condiciones se vuelven favorables permitiendo el establecimiento de un cuerpo lacustre de condiciones profundas (*A. distans*), sin embargo tuvo corta duración debido a su colmatación por depósitos de caída previos. (Figura 45d)

Las condiciones para el centro de México durante Plioceno tardío Pleistoceno temprano eran frías y secas (Mercer *et al.*, 2010); este registro fue reportado para el paleolago de Tierras Blancas (Israde-Alcántara *et al.*, 2004, 2012, Andrade e Israde, 2009). Este ambiente cenagoso del paleolago de Tierras Blancas es similar al de la ciénega de Actopan, aparentemente tienen una correlación en tiempo, ambos presentan a *Cocconeis placentula* como especie abundante. Durante esta transición en la cuenca de México continuaron los aportes fluviales (Vita-Finzi, 1977)

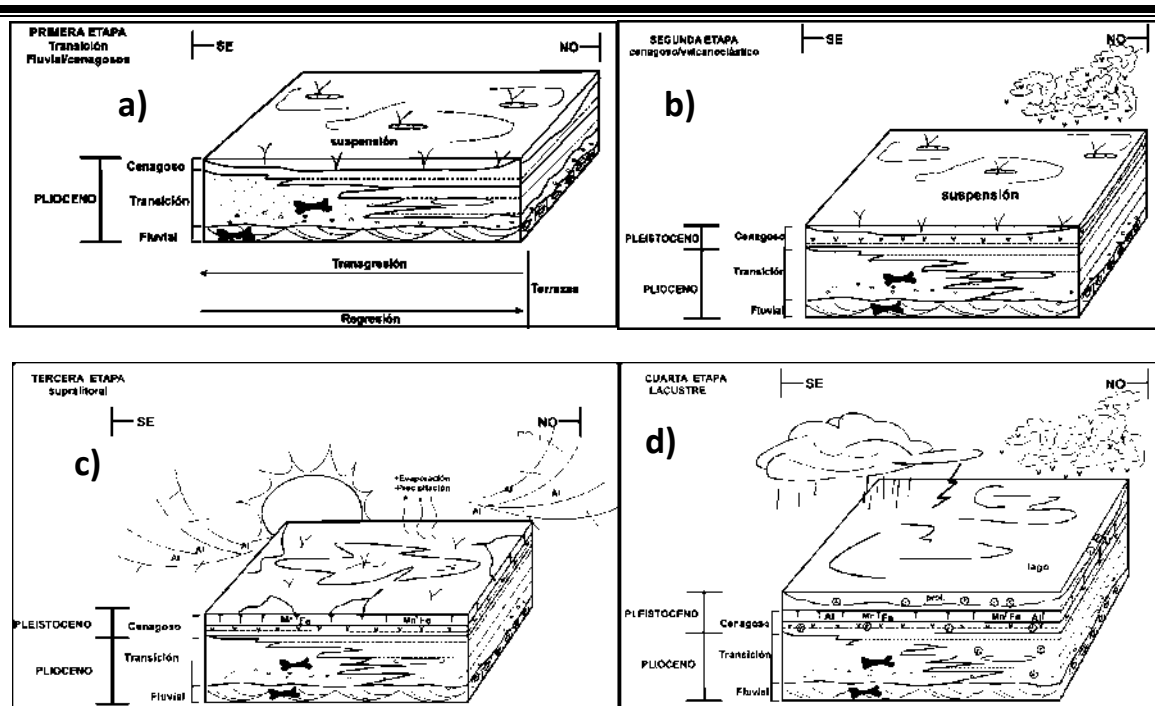


Figura 45. Gráficos que representan las cuatro etapas del ambiente cenagoso. **a)** Transición fluvial-cenagosa. **b)** Cenagosos-vulcanoclástico. **c)** Supralitoral. **d)** Lacustre.

Tercer episodio

Este episodio estuvo marcado por los depósitos de caída con abundancia de vidrio volcánico y los cristales se encuentran alterados por removilización fluvial de baja energía; también se formaron pequeños cuerpos de agua con una presencia mínima de diatomeas (Figura 46).

Actualmente se desconoce la fuente de estos depósitos; aunque se han realizado estudios geoquímicos para los depósitos de tefras de la subcuenca de Pachuca (NE cuenca de México) provenientes del campo volcánico Apan-Tezontepec (Roy *et al.*, 2012), para este trabajo no existen suficientes pruebas geoquímicas para correlacionar las tefras del valle de Actopan con las de la subcuenca de Pachuca.

La edad de este depósito se asigna tentativamente al Rancholabreano, Castillo-Cerón *et al.* (1996) hace una descripción general de los depósitos de la zona y coincidimos que los depósitos que describió pertenecen a los depósitos vulcanoclásticos aquí estudiados, además, los hallazgos fósiles de este autor son de la misma edad con los hallazgos de Bravo-Cuevas *et al.* (2007, 2009, 2011, 2012) en el área de San Agustín Tlaxiaca al sur de Actopan. La cuenca estaba dominada por pastizales y un clima frío (Bravo-Cuevas *et al.*, 2011)

Durante el Rancholabreano también se desarrollaron los ambientes fluviales y cenagosos del valle de Ixmiquilpan que se correlacionan con el ambiente vulcanoclástico del valle de Actopan por presentar ambientes semejantes (ciénegas “base y cima” y fluviales en la parte central).

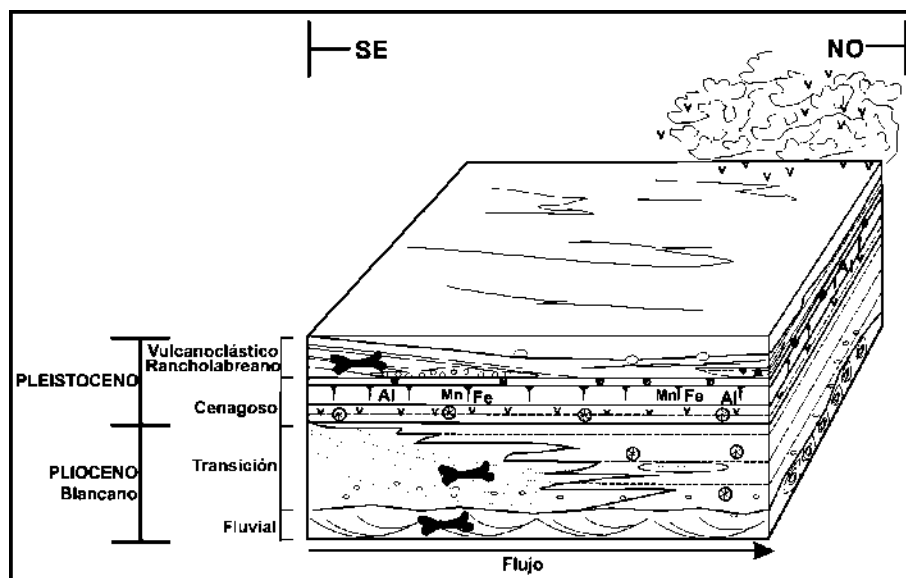


Figura 46. Etapas de la secuencia sedimentaria en la cuenca, la cima corresponde al episodio vulcanoclástico donde se infiere una edad de Rancholabreano.

Cuarto episodio

Se caracteriza por ser un ambiente fluvial de psamitas con corrientes de baja energía y carga en suspensión a mixta, mantenían una dirección de corrientes SE-NO con fuerte alteración mineral, también se desconoce el origen de estas arenas, sin embargo, se mezclan con las tefras del tercer episodio; estas tefras llegan a conformar los lentes de la estructura interna de los fluviales de este episodio.

Los depósitos de este último ambiente son erosionados por pequeños paleocanales de alta energía que siguen una dirección Norte-Sur, provenientes de la sierra de Pachuca; en este mismo periodo se encuentra activo el río La Cañada en Actopan con alta energía y elevada carga de fondo que erosiona esta parte de la cuenca (La Peña), pero logra mantener la sedimentación del ambiente supralitoral.

El último evento de este episodio corresponde a un clima seco que permitió el desarrollo del caliche que cubre gran parte de la cuenca de Actopan; los depósitos de caliche reportados hasta el momento son los que conforman la cuenca del valle de México y corresponden a la formación Morales (Bryan, 1948), Becerra (Bryan, 1948; Vita-Finzi, 1970, 1977). Se recomienda un estudio a detalle sobre el caliche del Valle de Actopan para conocer si este depósito se correlaciona con los caliches antes mencionados. Figura 47a y b.

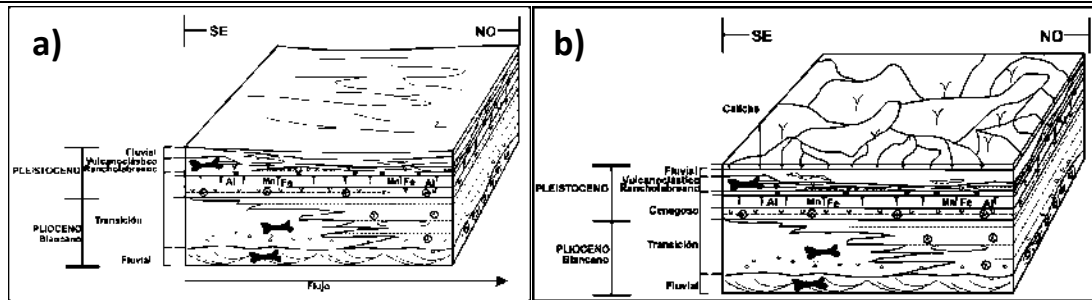


Figura 47. Diagramas de los últimos episodios en la cuenca. **a)** Episodio fluvial. **b)** Caliche.

Toda la secuencia sedimentaria del Valle Ixmiquilpan-Actopan hasta el momento es atribuida a la formación Tarango por Segerstrom (1961); Fryes (1962); SGM (1995) y Bravo-Cuevas (2002), en este estudio se observa que la sedimentación de estos valles es diferente a la descrita por los autores anteriormente mencionados y sus sitios de estudios se representan en la Figura 49.

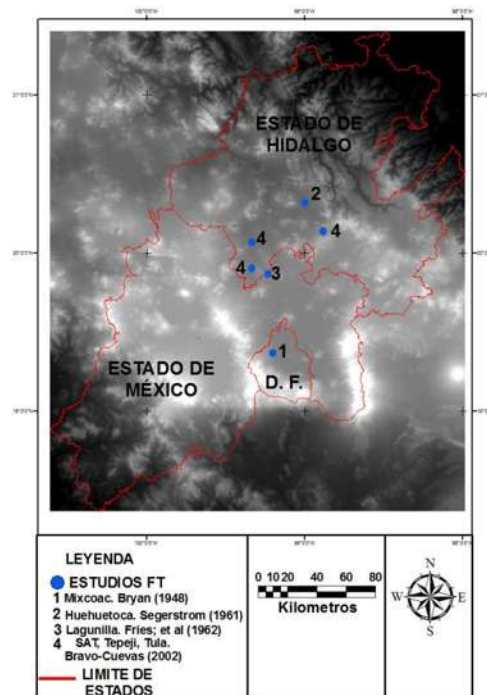


Figura 48. Zonas donde se han realizado estudios de la Formación Tarango.

Ademas Mooser (1963; en Díaz-Rodríguez, 2006) en un gráfico a detalle muestra la paleogeografía del graben (Norte-Sur) que comprendía la cuenca de México durante el Pleistoceno tardío, este graben estaba limitado al oriente por la Sierra Nevada, al occidente por la Sierra de las Cruces y al norte por la Sierra de Pachuca, Tepotzotlán, Tepozán, Guadalupe y la formación Tarango conformaba los abanicos aluviales de la Sierra de las Cruces y la Sierra Nevada; de acuerdo al gráfico de este autor no había relación entre la cuenca de México y la cuenca de Ixmiquilpan-Actopan. (Figura 48)

IV.2 CORRELACIÓN PALEOAMBIENTAL DE LA CUENCA IXMIQUILPAN-ACTOPAN CON LAS CUENCAS DE ACAMBAY Y SANTA MARÍA AMAJAC

La cuenca de Acambay evolucionó en cuatro fases; dos fases de transgresión (fase I y III, Paleolago de Tierras Blancas), una de regresión (fase II Paleolago de Tierras Blancas) (Israde-Alcántara *et al.*, 2004, 2012, Andrade e Israde, 2009; Mercer *et al.*, 2010) y la fase holocénica en el paleolago del Valle de los Espejos (Israde-Alcántara *et al.*, 2012; Carranza-Rivera *et al.*, 2012); en cambio; Ixmiquilpan-Actopan (este trabajo) evolucionó en cinco episodios en la siguiente secuencia: ambiente fluvial-cenagoso con cuatro etapas (transición-cenagoso vulcanoclástico-supralitoral-lacustre)-vulcanoclástico-fluvial de psamitas-caliche; mientras que Santa María Amajac experimentó un evento fluvial-lacustre-fluvial (Arellano-Gil *et al.*, 2005). La correlación de estas cuencas se representa en la Figura 50

Plioceno temprano

Durante el Plioceno la cuenca de Acambay estuvo controlada por el tectonismo (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010; Mercer *et al.*, 2010; Israde-Alcántara *et al.*, 2012), el vulcanismo (Norato-Cortez, 1998; Mercer *et al.*, 2010) y climático (Israde-Alcántara *et al.*, 2004, 2012, Andrade e Israde, 2009, Mercer *et al.*, 2010); los dos primeros represaron la cuenca y por ende la formación de un sistema lacustre profundo indicada por *S. excentricus*, *S. niagarae*, *A. distans* y *A. granulata* contenidas en diatomita pura (Israde-Alcántara *et al.*, 2004, 2012, Andrade e Israde, 2009); estas diatomeas sugieren un clima frío con altas precipitaciones (Bradbury, 2000), la vegetación estaba representada por *Quercus sp* y fauna del Blancano (*Equus simplicidens*) (Mercer *et al.*, 2010).

Los factores como el vulcanismo y tectonismo no infirieron en la formación de la cuenca de Ixmiquilpan-Actopan para este periodo; la cuenca estuvo representada por un sistema fluvial controlado por la geomorfología y altas precipitaciones; las corrientes fluviales erosionaron las rocas dacíticas-riolíticas del grupo Pachuca (Arenal, 1978; Vázquez-Sánchez y Palomera-Jaimes, 1989; Enciso-De la Vega, 1992) y las dacitas-basaltos de la Sierra de Ixmiquilpan y San Andrés Tecomatlán (Silva y Córdoba, 1996; Silva, 1997; Milán *et al.*, 1993; Aguirre *et al.*, 1997; Leyva-Suárez *et al.*, 2004; Aguirre y López, 2009) transportando los detritos hacia la cuenca. Estos depósitos fluviales corresponden a la formación del Mezquital (este trabajo) y su fauna también es del Blancano con especies de las familias equidae y/o cervidae.

Las altas precipitaciones también fueron las precursoras de la formación del paleolago de Santa María Amajac; la precipitación pluvial saturó la carga hidráulica en las rocas provocando una avalancha de escombros que obstruyó el paso del río Amajac; posteriormente, las precipitaciones continuas desbordaron el lago y comenzó a erosionar la barrera que obstruyó en un principio al cañón, el lago cambió nuevamente a una fase fluvial (Arellano-Gil *et al.*, 2005) y el clima se mostraba templado subhúmedo con una vegetación

de bosque de *Quercus* (Arellano-Gil *et al.*, 2005; Aguilar y Velazco de león, 2002); por la cercanía con la cuenca de Ixmiquilpan-Actopan se deduce que presentaron la misma vegetación y fauna.

Las cuencas de Acambay, Ixmiquilpan y Actopan fueron controladas por un clima húmedo durante el Plioceno temprano (Blancano); los bosque de *Quercus* y la fauna se extendieron en esta región; el clima húmedo se correlaciona con los periodos de transgresión de los lagos de Cuitzeo (Israde-Alcántara, 1997; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999, Israde-Alcántara *et al.*, 2010) y Chapala (Rosas-Elguera *et al.*, 1997 e Israde-Alcántara *et al.*, 2010) que tienen una edad Mioceno-Cuaternario, cabe resaltar que actualmente en la cuenca de Acambay todavía existen los bosque de *Quercus* y han desaparecido en la cuenca de Ixmiquilpan-Actopan y SMA donde se observa una vegetación de clima semiárido.

Plioceno tardío-Pleistoceno temprano

No está bien definida la transición para estas cuenca, sin embargo Morley y Dworetzky (1991) mencionan que este periodo estuvo caracterizado por un clima frio y seco a consecuencia de las fluctuaciones de los glaciares e interglaciares a nivel global. En México existió una reducción de los lagos durante este periodo (Israde-Alcántara *et al.*, 2010); este evento de regresión se manifestó en la segunda fase de la cuenca de Acambay, indicada por *C. placentula* y *N. clementis* y *Staurosira pinnata*; durante esta fase son frecuentes los depósitos de caída (Israde-Alcántara *et al.*, 2004, 2012; Andrade e Israde, 2009).

La cuenca de Ixmiquilpan-Actopan también experimentó una fase regresiva; esta fase corresponde a la cima de la formación el Mezquital y las etapas del sistema cenagoso (etapa de transición fluvial-cenagoso, cenagoso-vulcanoclástico y supralitoral); al igual que Acambay existe la presencia de *C. placentula* y *Rhopalodia gibba*, son frecuentes los depósitos de caída; mientras, que el lago de SMA revela una aridez que contribuyó a su desecación formando niveles de yeso (Arellano-Gil *et al.*, 2010).

Aparentemente la fase de regresión que afectó a los lacustres del Centro de México, se extendió a las cuencas de Ixmiquilpan-Actopan y SMA; el vulcanismo se presentó en las dos primeras cuencas, en este periodo el paleolago de Amajac se extingue y entra a la fase fluvial.

Pleistoceno temprano-medio?

Este periodo en el paleolago de Tierras Blancas (Acambay), experimentó la última fase lacustre dominando *S. excentricus*, *niagarae*, *A. distans* y *A. granulata*, el lago fue profundo con un clima frio (Israde-Alcántara *et al.*, 2004, 2012; Andrade e Israde, 2009); en esta fase estuvo presente el vulcanismo pero incrementó su actividad lo que colmata el paleolago de Tierras Blancas (1.2 ± 0.3 Ma, Mercer *et al.*, 2010) reduciéndose a un sistema fluvial de corrientes efímeras.

Ixmiquilpan-Actopan también presentó un incremento en la humedad y se extendió hasta mediados del Pleistoceno tardío. Pasando de un ambiente supralitoral a un sistema lacustre; este último tuvo un corto periodo y fue interrumpido por la deposición de depósitos de caída retrabajados por corrientes de baja energía; este evento es semejante al que extinguió la sucesión lacustre de Tierras Blancas; sin embargo, no existe una relación en tiempo por la diferencia de edades.

Pleistoceno tardío

El Pleistoceno tardío en la cuenca de Acambay fue observado en el paleolago del Valle de los Espejos en un núcleo de 23 m, en este sector las condiciones eran secas (Carranza-Rivera *et al.*, 2012), esta sequia es similar a la que presentó el lago de Cuitzeo antes de los 50 Ka (Israde-Alcántara *et al.*, 2010), en cambio, el Pleistoceno tardío en la cuenca de Ixmiquilpan-Actopan está representado por un sistema vulcanoclástico cuya edad establecida por la fauna fósil de *Hemiauchenia gracilis*, *Equus conversidens*, *Glyptotherium floridanum*, *Mammut americanum* entre otros; hace aproximadamente 160 Ka; en este época eran comunes las sabanas de clima frío (Castillo-Cerón *et al.*, 1996; Bravo-Cuevas *et al.*, 2007, 2009, 2011, 2012) con pequeñas ciénegas.

Respecto a las tefras que conforman este ambiente vulcanoclástico aún se desconoce la fuente de origen, pero las más cercanas a esta cuenca son las tefras estudiadas en la subcuenca de la Sierra de Pachuca al Noreste de la cuenca de México que provienen de distintas erupciones de los volcanes monogenéticos de Apan-Tezontepec, son de composición basáltica a basáltica-andesítica con edad de 1.5-0.47 Ma (Cantagrel y Robin. 1979; García-Palomo *et al.*, 2002; Roy *et al.*, 2012) y las tefras félsicas de la Caldera de Aocolco con edad de <1.5->0.24Ma (López-Hernández y Castillo-Hernández, 1997; Roy *et al.*, 2012).

Posterior a los eventos vulcanoclásticos se depositan los fluviales de psamitas de carga en suspensión a mixta y el desarrollo de pequeños canales de alta energía, aparentemente en un periodo húmedo. Finalmente se sobrepone el caliche que cubre la cuenca dando lugar a un clima seco. Este último evento representa al Pleistoceno tardío y posiblemente sea un indicador en la transición Pleistoceno-Holoceno, se tiene un registro para los caliches de la cuenca de México y uno de ellos tiene una edad de 11 Ka conocido como formación Becerra (Vita-Finzi, 1977).

Holoceno

Los eventos del Holoceno se exponen en la cuenca de Acambay en el paleolago del Valle de los Espejos, el nivel lacustre para este lago fue somero (*C. meneghiniana*, *C. placentula*) y charcas con entradas de corrientes fluviales (*Tabelaria fenestrata*) el clima que predominó fue seco, llegó a presentar condiciones profundas pero en periodos cortos (*Aulacoseira* y *Stephanodiscus*) (Israde *et al.*, 2012; Carranza-Rivera *et al.*, 2012); los

depósitos de caída fueron posteriores y tienen una edad de 5000-3000 años cuya fuente es la caldera de Temascalcingo (Aguirre-Díaz *com. per.* 2013); mientras que en la cuenca de Ixmiquilpan-Actopan este periodo está representado por los aluviones que conforman los pie de monte y el vulcanismo está completamente ausente. En la Figura 52 del Anexo IV se observa el paisaje del relieve actual.

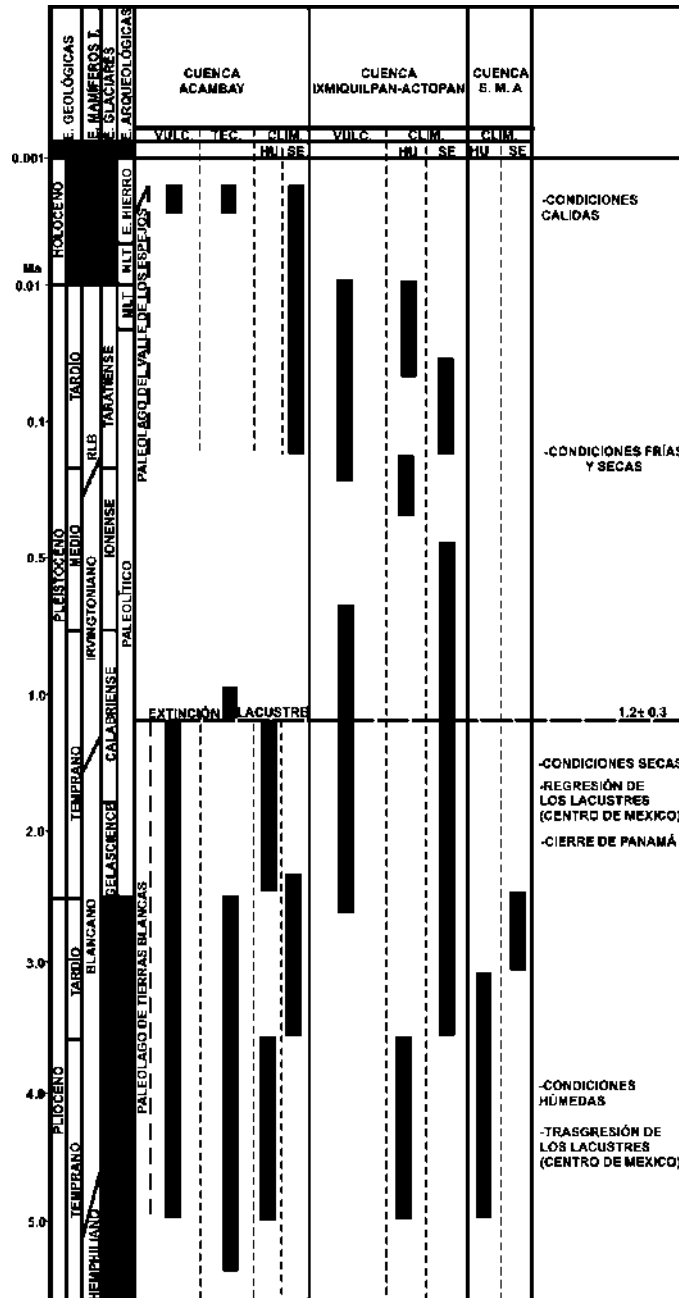


Figura 50. Correlación paleoambiental de las cuencas de Acambay, Ixmiquilpan-Actopan y Santa María Amajac en los periodos Plioceno temprano-Holoceno. SMA. Santa María Amajac. RLB. Rancholabreano, MLT. Mesolítico, NLT. Neolítico, Vulc. Vulcanismo, Tec. Tectonismo, Clim. Climático: Hum. Húmedas, Se. Secos.

CAPITULO V. CONCLUSIONES

- El clima fue el primer factor que influyó directamente en el periodo de vida de las tres cuencas y el vulcanismo tuvo un emplazamiento en la cuenca de Acambay durante el Plioceno-Holoceno, mientras, que en Ixmiquilpan-Actopan solo se presentó en el Pleistoceno, en Santa María Amajac fue inexistente.
- La evolución paleoambiental a nivel regional en las cuencas estudiadas mantuvo periodos húmedos alternados con periodos secos, sin embargo, el Plioceno temprano fue más húmedo que el Pleistoceno y Holoceno.
- La paleogeografía de cuenca evolucionó de un sistema fluvial-cenagoso-vulcanoclástico-fluvial de psamitas hasta colmatarse por un depósito masivo de caliche que cubre toda la cuenca de Actopan, en cambio, la cuenca de Acambay estuvo dominado por un lago de origen volcánico y tectónico mientras que Santa María Amajac presentó una evolución fluvial-lacustre-fluvial.
- Durante el Plioceno temprano los valles de Ixmiquilpan-Actopan conformaban una sola cuenca, caracterizados por un paleocanal meandrico que transportaba detritos de rocas volcánicas.
- La cuenca quedó dividida por las terrazas fluviales y los aluviones del Plioceno tardío-Pleistoceno temprano a consecuencia de los periodos de sequía que originaron las ciénegas del Pleistoceno.
- En estas cuencas no se emplazó la formación Tarango y se reconocen dos eventos masivos nombrados como “Los fluviales Pliocénicos del Mezquital” y “Las ciénegas Pleistocénicas de Lagunilla”.
- Las paleocorrientes seguían una dirección SE-NO en el valle de Actopan y Sur-Norte para Ixmiquilpan, lo que sugiere que los ríos Tula y Actopan-Chicavasco conformaban este gran paleocanal.
- El clima templado con bosques de *Quercus* se extendieron a nivel regional, actualmente la vegetación de *Quercus* se ha restringido solo para la cuenca de Acambay y la cuenca Ixmiquilpan-Actopan junto con Santa María Amajac presentan una vegetación de un clima árido

RECOMENDACIONES

En base a la falta de estudios en estas cuencas recomendamos:

- Actualizar la carta Geológica.
- Realizar una carta Geomorfológica.
- Realizar un estudio de las calizas de la zona.
- Realizar un estudio de las formaciones volcánicas.

Para reforzar nuestros conceptos:

- Realizar un estudio sobre la formación Tarango y cartografiar los eventos nombrados como: Fluviales Pliocénicos del Mezquital y Ciénegas Pleistocénicas de Lagunilla.
- Realizar un estudio a detalle de los paleosuelos.
- Realizar un estudio del caliche en la cuenca de Actopan.
- Realizar un estudio palinológico en los depósitos de ciénegas.
- Realizar un estudio geoquímico de los productos volcánicos de caída aérea.
- Estudio exclusivo de los depósitos fluviales del Plioceno en los lugares del Mezquital y sus alrededores, Mixquiahuala, Tunititlán y Tasquillo entre otras.
- Fechar los fósiles de la zona.
- Realizar estudios sedimentológicos y paleoambientales en Tula, Huichapan, Tepeji del Río, Jilotepec y San Juanico Acambay.

LITERATURA CITADA

- Aguayo-Camargo, J. E. 1998. The middle cretaceous el Abra limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement), east-central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 15 (1): 1-8.
- Aguilar, F. J y Velazco de León, P. 2002. El clima durante el Plioceno en la region de Santa María Amajac, Hidalgo, México. *Boletín de la Sociedad Botanica de Mexico*. (71): 71-81.
- Aguirre-Díaz, G. J y López-Martínez, M. 2009. Geologic evolution of the Don Guinyó-Huichapan caldera complex, central Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal*. Vol. 179: 133-148
- Aguirre-Díaz; Nelson, S; Ferrari, L y López-Martínez. 1997. Ignimbrites of the Central Mexican Volcanic Belt-Amealco and Huicahapan calderas, states of Queretaro and Hidalgo. *General Assembly Excursion: Mexico*. D. F. UNAM. Instituto de Geología: Excursion. Vol. 1: 1-39.
- Andrade A. G. e Israde I. 2009. Variaciones del Pleistoceno en la fase lacustre de la localidad de San Bartolo Lanzados (Atacomulco, México), evaluadas mediante estratigrafía de diatomeas. *Ciencia Ergo Sum*. Vol. 16(3): 273-277.
- Alvarado-Ortega, J; Garibay-Romero, L. M; Blanco-Piñón, A; González-Barba, G; Vega, F. J y Centeno-García, E. 2006. Los peces fósiles de le formación Mexcala (Cretácico superior) en el estado de Guerrero, México. *Revista Brasileña Paleontología*. Vol. 9(3): 261-272.
- Alvares, M. 1961. Provincias fisiográficas de la república mexicana. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*. Vol. 24(2): 5-20.
- Andrade A. G. e Israde I. 2009. Variaciones del Pleistoceno en la fase lacustre de la localidad de San Bartolo Lanzados (Atacomulco, México), evaluadas mediante estratigrafía de diatomeas. *Ciencia Ergo Sum*. Vol. 16(3): 273-277.
- Arche, A. 2010. Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo superior de investigaciones científicas. España. 1288 p
- Arenal, R. 1978. Carta hidrogeológica del área de Actopan-Ixmiquilpan, Estado de Hidalgo. UNAM. Instituto de Geología Revista. Vol. 2(1): 98-103.
- Arellano-Gil, J; Velasco-de León, P; Silva-Pineda, A; Salvador-Flores, R y Beltrán-Romero, F. 2005. Origen y características geológicas del paleo-Lago de Amajac, Hidalgo. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 22(2): 199-211.

- Besoain, E. 1985. Mineralogía de arcillas de suelos. IICA. San José, Costa Rica. 1189 pp.
- Bolaños, D; Tolson, G y Fitz, E. 2009. Análisis de la deformación progresiva en la cuenca de Zimapán. GEOS, Vol. 29 (1): 451.
- Borrero, C. A; Rosero, J. S; Valencia, J. D y Pardo, A. 2008. La secuencia volcánoclastica de Aránzazu: registro del impacto del vulcanismo en un sistema fluvial neógeno en la parte media de la cordillera central, Colombia. Boletín de Geología. Vol. 30(2): 61-77.
- Bradbury, J. P. 2000. Limnologic history of lago de Patzcuaro, Michoacán, Mexico for the past 48 000 years: impacts of climate and man. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. Vol. 163: 69-95.
- Bravo-Cuevas, V. M. 2002. Diferenciación geológica y bioestratigráfica de la Formación Tarango para el Estado de Hidalgo centro de México. Reporte técnico, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Pachuca, Hidalgo, México. 59 p.
- Bravo-Cuevas, V. M; Cabral-Perdomo, M. A; Ortiz-Caballero, E y Priego-Vargas, J. 2007. La megafauna del Pleistoceno. pp. 84-96. En: González-Rodríguez, K; Cuevas-Cardona, C y Castillo-Cerón, J. M. Los fósiles del Estado de Hidalgo. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Pachuca, Hidalgo, México. 103 p.
- Bravo-Cuevas, V. M; González-Rodríguez; K. A; Esquivel-Macías, C; Fielitz, C. 2009. Advances on Stratigraphy and Paleontology of the Muhi Quarry from the Mid-Cretaceous (Albian-Cenomanian) of Hidalgo, Central Mexico. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 61(2):155-165.
- Bravo-Cuevas, V.M., Jiménez-Hidalgo, E., Cuevas-Ruiz, G.E., and Cabral-Perdomo, M.A. 2012. A small camelid *Hemiauchenia* from the Late Pleistocene of Hidalgo, central Mexico. Acta Palaeontologica Polonica 57(3): 497–508.
- Bravo-Cuevas, V. M; Jimenez-Hidalgo, E y Priego-Vargas, J. 2011. Taxonomía y hábito alimentario de *Equus conversidens* (Perissodactyla, Equidae) del Pleistoceno Tardío (Rancholabreano) de Hidalgo, centro de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 28(1):65-8.
- Bravo-Cuevas, V. M; Ortiz-Caballero, E; Cabral-Perdomo M. A. 2009. Gliptodontes (Xenarthra, Glyptodontidae) del Pleistoceno Tardío (Rancholabreano) de Hidalgo, Centro de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 61(2):267-276.
- Bravo-Cuevas, V. M y Priego-Vargas, J. 2007. Preliminary investigation on the ancient dietary regime of Pleistocene horses from the state of Hidalgo, central Mexico. Journal of Vertebrate Paleontology. Vol. 27(3):52A
-

- Bryan, K. 1948. Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México en relación a los cambios climáticos. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo XIII: 1-20.
- Buitrón, B; Almazan, E y Vachard, D. 2005. Los crinoides pensilvánicos de los cerros las Mesteñas en la región nororiental del estado de Sonora y sus implicaciones paleogeográficas. GEOS, Vol. 25(1): 151.
- Caballero, M; Lozano, S; Ortega, B; Urrutia, J; Macías, JL. 1999. Environmental Characteristics of Lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50,000 years. J Paleolimn. Vol. 22(4):399-411.
- Cantagrel, J.M. and Robin, C. 1979. K-Ar dating on Eastern Mexican volcanic rocks- relations between the andesitic and the alkaline provinces. Journal of Volcanology and Geothermal Research 5: 99-114.
- Carranza-Rivera, A. G; Israde-Alcántara, I; Aguilar-Reyes, B. O; Gogichiasvili, A. 2012. Stratigraphy and paleoenvironments of the acambay paleolake based on a 21.5 m core from the depocenter of the basin. Earthquake Geology, Paleoseismology and Archaeoseismology. Vol. 3: 91-94.
- Carrasco-Velázquez, B.E; Martínez-Hernández, E y Ramírez-Arriaga, E. 2009. Estratigrafía de la Formación El Morro del Paleoceno-Eoceno en Zimapán, Hidalgo. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. 61 (3): 403-417.
- Carrillo-Martínez; M. 1981. Contribución al estudio geológico del macizo calcáreo el Doctor, Querétaro. UNAM. Instituto de Geología Revista. Vol. 5(1): 25-29.
- Carrillo-Martínez, M. 1990. Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental entre Peñamiller y Jalpan, Estado de Querétaro. UNAM. Instituto de Geología Revista. Vol. 9(1):62-70.
- Castaños, J; Murelaga, X; Castellanos, I; Alonso-Olazabal, A; Cruz, M; Ortega, L. A. 2010. Evaluación del grado de diagénesis en huesos fósiles mediante espectroscopía de infrarrojos. Geogaceta. 49: 11-14
- Castillo-Cerón, J.M., Cabral-Perdomo, M.A., and Carranza-Castañeda, O. 1996. Vertebrados fósiles del Estado de Hidalgo. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, México. 127 p
- Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica. 2010. Código Estratigráfico Norteamericano. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México. Boletín No. 117. 48 p
-

- CONABIO. 2008. Ordenamiento ecológico territorial regional en los municipios donde se ubica el Parque Nacional los Mármoles. Consejo Estatal de Ecología. Informe final SNIB-CONABIO proyecto No. DQ006. México D. F.
- CONAGUA. 2003. Actualización de la disponibilidad de agua en el acuífero (1313) Actopan-Santiago de Anaya estado de Hidalgo. Mexico. 28p
- Conesa, C; Arana, R y García, R. 2009 Variacion granulométrica y mineralógica en profundidad de los sedimentos retenidos por diques. Estudio en causas torrenciales semiáridos del sureste peninsular. *Nimbus*. (23-24): 61-88
- Cossio, T; Chávez, G; Peterson, R. H. 2004. Cambio en el esfuerzo principal máximo durante la deformación Laramide en la curvatura de Monterrey, México. *GEOS*. Vol. 24(2): 308.
- De la Lanza-Espino, G; Gómez-Rodríguez, G; Islas, A; Escalante, V; Hernández, S. 2011. Analysis of the effect of El Niño and La Niña on Tecocomulco Lake, central basin, Mexico. *Hidrobiológica*. Vol. 21(3): 249-259.
- Einsele, G. 2000. *Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Second edicion. Springer. Berlin, Heidelberg, New York, London. 792 p.
- Eguiluz, S; Aranda, M y Marrett, R. 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 53: 1-26.
- Enciso-De la Vega, S. 1992. Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la cuenca de México. *UNAM. Instituto de Geología Instituto*. Vol. 10(1):26-36.
- Ehrlich, A. 1995. *Flora palestina. Atlas of the inland-water diatom Flora of Israel*. Editorial Board. Jerusalem. Rev. Algal; Mumoire. H.; 3. 161 p
- Ferrari, L. 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana en la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 53: 84-92.
- Ferrari, L; López, M; Aguirre, G y Carrasco, G. 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*. Vol. 27(4):303-306.
- Ferrari, L; Orozco-Esquivel, M. T; Manea, V; Manea, M. 2011. The dinamyc history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*. Vol. 525-253: 122-149.
- Fielding, C. R; Ashworth, P. J; Best, J. L; Prokocki, E. W; Sambrook, G. H. 2012. tributary, distributary and other fluvial patterns. What really represents the norm in the continental rock record ?. *Sedymentary Geology*. 261-262: 15-32
-

- Flórez, M. T y Parra, L. N. 2009. Rasgos de alteración en los minerales de las cenizas volcánicas del norte de la cordillera central de Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*. (27): 49-70.
- Flórez, M. T., Parra, L. N; Jaramillo, D. F; Jaramillo, J. M. 2013. Paleosuelos del Mioceno en el desierto de la Tatacoa. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* Vol. 37 (143): 229-244.
- Forester, R. M., 1991, Pliocene-climate history of the western United States derived from lacustrine ostracodes: *Quaternary Science*. Vol. 10: 133-146.
- Friedman, G.M., 1962. On sorting, sorting coefficients and the log normality of the grain-size distributions of sandstones. *Journal of Geology*. Vol. 70: 737-753.
- Fries, C. Jr. 1962. Geología de la Hoja Pachuca 14Q-e (11), estados de Hidalgo y México. Carta Geológica de México serie 1:100 000. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- INEGI. 2009. Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos Ixmiquilpan, Hidalgo. Clave geoestadística 13030.
- Ganesh, B; Naidu, A.G.S.S; Jagannadha Rao, M; Karuna Karudu, T and Avatharam, P. 2013. Studies on textural characteristics of sediments from Gosthani River Estuary - Bheemunipatnam, A.P., East Coast of India. *Journal of Indian Geophysical Union*. Vol. 17 (2): 139-151.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora-Chaparro, J.C. 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*. Vol. 41: 133-150.
- Gasse, F: 1980. Les diatomées lacustres Plio-Pléistocènes du gadeb (Ethiopie), systematique, paléo écologie, biostratigraphie.
- Geyne, A. R, Fries, C, Segerstrom, K. 1963. Geología y yacimientos minerales del distrito de Pachuca-Real del Monte. Consejo de Recursos Naturales no Renovables (México). 5 edición. 222p
- Goldich, S. S. 1938. A study in rock weathering. *Journal of Geology*. Vol. 46 (1): 17-58.
- Gómez-Tenua, A; Orozco-Esquivel, Ma. T y Ferrari, L. 2005. Petrogénesis ígnea de la faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 57(3): 227-283.
- Granados-Sánchez, D; López-Ríos, G. F; Hernández-Hernández, J. 2004. Agricultura nahuatl-otomí del Valle del Mezquital, Hidalgo. *Terra Latinoamericana*. Vol. 22(1): 117-126.
-

- Haywood, A. 2000. Regional warming: Pliocene (3Ma) paleoclimate of Europe and the Mediterranean, *Geology*. Vol. 28-12:1063-1066
- Heiken, G., Wohletz K., 1992. *Volcanic Ash*. University of California Press, Berkeley and Los Alamos, California. 246 p.
- Hernández; I. 2008. Caracterización geológica y petrológica de la estructura circular Mezquital (estado de Hidalgo) y su posible riesgo geológico. Tesis de Maestría. IPN. 105 p.
- Hodgson, J.M. 1987. *Muestreo y descripción de suelos*. Editorial Reverté, S.A. Oxford University Press. Barcelona, España.
- Israde-Alcántara, I. 1997. Neogene diatoms of Cuitzeo lake, central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt and their relationship with the volcano-tectonic evolution. *Quaternary International*, Vol. 43-44 (137-143)
- Israde-Alcántara y Garduño-Monroy. 1999. Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: The evolution of the Late Neogene Cuitzeo Basin System (Central Western Mexico): Ancient and Recent lacustrine systems in convergent margins. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 151(1-3): 209-227.
- Israde, I; Andrade, A. G; Monroy, V. H; Rodríguez, M. A y Mercer, L. 2004. Fluctuaciones ambientales del Pleistoceno en la localidad de San Bartolo Lanzados, municipio de Atlacomulco, con base en la información micropaleontológica. *Ciencia Nicolaita*. No. 39: 95-108.
- Israde-Alcántara, I; Hernández-Olivares, R; Garduño-Monroy V. H; Rodríguez-Pascua M A., Pérez López R; Macías-Vázquez J. L. 2012. Lacustrine evolution of the eastern sector of the Acambaygraben based on the diatom record. *Earthquake geology, Paleoseismology and Archaeoseismology*. Vol. 3: 85-90.
- Israde, I; Velázquez-Duran; Lozano, M. A; Bischoff, J; Domínguez G y Garduño, V. H. 2010. Evolución Paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 62(3): 345-357.
- Israde-Alcántara, W.E Miller, V.H. Garduño-Monroy, J. Barron, M.A. Rodríguez-Pascua (2010). Palaeoenvironmental significance of Diatom and Vertebrate fossils from Late Cenozoic Tectonic Basins in west-central México: A review. *Quaternary International*. Vol. (219):79-94.
- Lange-Bertalot; H. 2000. *Diatoms of Europe. Diatoms of the European Inland Waters and Comparable Habitats*. Vol. 1. The genus *Pinnularia*. A. R. G. Gantner Verlag. K. G. Frankfurt. Germany.
-

- Lange-Bertalot; H. 2001. Diatoms of Europe. Diatoms of the European Inland Waters and Comparable Habitats. Vol 2. Navicula sensu stricto. 10 genera separated from Navicula sensu lato frustulia. A. R. G. Gantner Verlag. K. G. Frankfurt. Germany. 518 p.
- Leyva-Suárez, E; Aguirre-Díaz G. y Nieto-Obregón J. 2004. El campo volcánico Jilotepec, Edo. de México. Un campo volcánico monogenético Plioceno en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano. Geos. Vol. 4 (2): 241-242.
- López-Doncel, R. 2003. La formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-Noreste de México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 20(1):1-19.
- López-Hernández, A y Castillo-Hernández, D. 1997. Exploratory Drilling at Acoculco, Puebla, México: A hydrothermal system with only nonthermal manifestation: Geothermal Research. Vol: 2:429-433.
- Lozano-Santa Cruz. R; Altuzar, P; Carranza-Edwards, A; Rosales-Hoz, L. 1989. Distribución de minerales en la fracción arcillosa de sedimentos del Pacífico Central Mexicano. Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM. Vol. 16 (2): 321-330
- Lugo-Hupp, J. 1990. El relieve de la República Mexicana. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, revista. Vol. 9 (1): 82-111.
- Madhavaraju¹, J; García J. C; Mohammad, S and Pachaiveedu, S. 2009. Microtextures on quartz grains in the beach sediments of Puerto Peñasco and Bahia Kino, Gulf of California, Sonora, Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 26 (2):367-379.
- Martín, J. P. 2002. Ingeniería de Ríos. Edicions UPC. Edición de la Universitat Politècnica de Catalunya, SL. Barcelona, Esp. 379 p.
- Mazzoni, M. 1977. El uso de medidas estadísticas texturales en el estudio ambiental de arenas. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Plata. Tomo IV: 179-223.
- Merino, L y Morales, J. 2006. Mineralogía y geoquímica del esqueleto de los mastodontes de los yacimientos Batallones 1, 2 y 5. Implicaciones tafonómicas. Estudios Geológicos. Vol. 62 (1): 53-64.
- Mercer, L.T; Kowallis, B. J; Chistiansen, E; Miller; W. E; Carranza-Castañeda e Israde-Alcántara. 2010. Geology of the Tierras Blancas Area in the Southeastern Acambay Graben, Central Mexico. Byu geology studies. Vol. 48: 1-36.
- Miall, A.D., 1985. Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth-Science, 22: 261-308.
-

Miall, A.D. 1995. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*. 42: 379-389.

-Miall, A.D., 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag, Heidelberg, 582 p. En Puy y Alquiza, M. J. 2006. Caracterización de facies, ambientes sedimentarios y procesos de depósito de la sucesión volcanosedimentaria El Coyote, Baja California Sur, México. Instituto Politécnico Nacional. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas. Departamento de Oceanología. Tesis de doctorado. 226 p

-Milán, M; Yañez, C; Navarro, L; Verma, S. P; Carrasco-Núñez G. 1993. Geología y geoquímica de elementos mayores de la caldera de Huichapan, Hidalgo, México. *Geofísica Internacional*. Vol. 32(2): 261-276.

-Miranda-Avilés, R; Puy-Alquiza, M. J; Ramos-Arroyo, Y. R y Navarro-Barrera, R. 2007. Distribución y evolución histórica de las terrazas fluviales del valle de Santa Teresa Guanajuato. *Boletín del Instituto de Geografía. UNAM*. (63): 93-104.

-Molina-Garza, R y Urrutia-Fucugauchi, J. 1993. Deep cristal structure of central Mexico derived from interpretation of bouguer gravity anomaly data. *J. Geodynamics*. Vol. 17(4):181-201.

-Mooser, F. (1963). La cuenca lacustre del Valle de México. Mesas Redondas sobre Problemas del Valle de México, Instituto Mexicano de Recursos Naturales Renovables, A. C. México., pp. 12-16. En Díaz-Rodríguez. J.A. Los suelos lacustres de la Ciudad de México. *Revista Int. de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil*. Vol. 6(2) 111-130.

-Morley, J. J., and Dworetsky, B. A., 1991, Evolving Pliocene-Pleistocene climate-a North Pacific perspective: *Quaternary Science Reviews*. Vol. 10: 225-237.

-Navarro, E; Daesslé, L.W; Camacho-Ibar, V.F; Ortiz-Hernández, M. C y Gutiérrez-Galindo, E. A. 2006. La geoquímica de Fe, Ti y Al como indicadora de la sedimentación volcanoclástica en la laguna costera de San Quintín, Baja California, México. *Ciencias Marinas*. Vol. 32(2): 205-217.

-Nieto-Samaniego, A. F. 2005. La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo LVII (3): 285-318.

-Nixon, G. 1982. The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America*. Vol. 93(6): 514-523.

- Norato-Cortez, T. A; 1998. Estudio estratigráfico-vulcanológico estructural de los volcanes San Pedro Y Altamirano (estados de México Y Michoacán) y su relación con la evolución tectónica del sector central del Cinturón Volcánico Mexicano. Tesis de maestría. Universidad Autónoma de Nuevo León. Linares, Nuevo León. 73 p.
- Ortega, B; Caballero, C; Lozano, S; Israde, I y Vilaclara, G. 2002. 52000 years of environmental history in Zacapu basin, Michoacan, Mexico: the magnetic record. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 202(3-4): 663-675.
- Ortega, B, Tolson, G y Fitz. E. 2009. Deformación por acortamiento en la cuenca Tampico-Misantla, límite este del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano. *Geos*. Vol. 29 (1): 46.
- Ortiz, C. A. 2010. Edafología. Departamento de suelos, UACh. Octava edicion. 335 pp.
- Orton, G. J and Reading, H. G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*. Vol. 40: 475-512.
- Osman, S and Cem; Ö. 2009. Preparation of a stabilized β -cristobalite ceramic from diatomita. *Journal of alloys and compounds*. Vol. 484: 920-923.
- Padilla y Sánchez, R. J. 1985. Las estructuras de la curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí. UNAM. *Revista del instituto de geología*. Vol. 6(1): 1-20.
- Padilla y Sánchez, R. J. 2004. Evolución tectónica de las cadenas plagadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México: Sierra Madre Oriental-sierra de Zongolica-Sierra de Chiapas. *GEOS*. Vol. 24 (2): 17-18.
- Padilla y Sánchez, R. J. 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo LIV (1): 19-42.
- Priego-Vargas, J. y Bravo-Cuevas, V. M. 2013. Repartición de recursos en una asociación de mamíferos del Pleistoceno tardío del Estado de Hidalgo. Programa y Resúmenes del VIII Congreso Latinoamericano de Paleontología & XIII Congreso Mexicano de Paleontología. 76-77.
- Priyadarsi, R; Muthuswamy, J; Pérez-Cruz, L. L; Sánchez-Córdova, M. M; Quiroz-Jiménez, J. D y Romero, F. M. 2012. A millennial-scale Late Pleistocene–Holocene palaeoclimatic record from the western Chihuahua Desert, Mexico. *Boreas*. Vol. 41: 707–717.
-

- Quilantan, A; López, R. A y Silva, S. 2008. Plataforma Valles-San Luis Potosí y la cuenca Mesozoica del centro de México en el Cretácico medio y superior. Boletín de Geociencias. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol. 2(4):8-14.
- Raigemborn, M.S. 2007. Estudio estratigráfico, sedimentológico y composicional de las sedimentitas del Terciario inferior (grupo Río Chico) en el sector sudoriental del Chubut extra andino. Facultad de Ciencias Naturales y Museo Universidad Nacional de la Plata. Tesis doctoral. 352 p.
- Rajganapathi, V. C; Jitheshkumar, N; Sundararajan, M; Bhat, K. H; Velusamy, S. 2012. Grain size analysis and characterization of sedimentary environment along Thiruchendur coast, Tamilnadu, India. Arabian Journal of Geosciences. Vol. 6 (12): 4717-4729.
- Rehman, M. H and Ahmed, F.1996. Scanning electron microscopy of quartz grain surface texture of Gondwana sediments, Barapukyrir Dinajpur, Bangladesh. Journal of the Geological Society of India. Vol. 47(2):207-214.
- Riaño, N. 2007. Fundamentos de Química Analítica Básica. Análisis Cuantitativo. Universidad de Caldas, Ciencias Exactas y Naturales. Segunda edición. Manizales, Colombia. 292 p.
- Rodríguez-Pascua, M. A; Garduño-Monroy V. H; Israde-Alcántara, I y Pérez-López, R. 2010. Estimation of the paleoepicentral area from the spatial gradient of deformation in lacustrine seismites (Tierras Blancas Basin, Mexico). Quaternary International. 1-27.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., López Martínez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1997. Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple-junction area, Western México. International Geology Review. Vol. 39: 125-140.
- Round, F. D; Crawford, R. M, Mann, D. g. 2000. The Diatoms .Biology & Morphology of the genera. Cambridge. United Kingdom . 744 p
- Roy, P. D; Arce, J. L, Lozano, R; Jonathan, M.P. Centeno, E and Lozano, S. 2012. Geochemistry of late Quaternary tephra-sediment sequence from north-eastern Basin of Mexico (Mexico): implications to tephrochronology, chemical weathering and provenance. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. Vol. 29 (1): 24-38
- Roy, P. D; Caballero, M; Lozano, R; y Morton, O. 2009. Late Pleistocene-Holocene geochemical history inferred from Lake Tecocomulco sediments, Basin of Mexico, Mexico. Geochemical Journal. Vol. 43:49-64.
- Rzedowski. 2006. Vegetación de México. 1ra Edición digital. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. México. 504 p.
-

- Sahu, B. K. 1964. Depositional mechanism from the size analysis of clastic sediments. *Journal Sedimentary Petrology*. 34 (1): 73-84.
- Salvador, A. 1987. Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*. Vol. 71: 419-451.
- Segerstrom, K. 1961. Geología del sureste del estado de Hidalgo y del noreste del Estado de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. 147-168.
- Silva-Mora, L. 1997. Geología volcánica y carácter químico preliminar de las rocas de la región Tula-Polotitlán, estados de Hidalgo, México y Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 14(1):76-77.
- Silva-Mora, L y Cordoba, D. A. 1996. Vulcanismo explosivo al norte y oeste de la ciudad de Tula, Estado de Hidalgo, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 13(1): 52-64.
- SGM. 1995. Carta geológico-minera de Actopan F14-D71, Hidalgo. Escala 1:50000.
- SGM. 1995. Carta geológico-minera de Ixmiquilpan F14-C79, Hidalgo. Escala 1:50000.
- SGM. 2003. Carta geológico-minera de Meztlán F14-D61, Hidalgo. Escala 1:50000.
- SGM. 2009. Carta geológico-minera de Mixquiahuala F14-C89, Hidalgo. Escala 1:50000.
- SGM. 2007. Carta geológico-minera de Pachuca F14-D81, Hidalgo. Escala 1:50000.
- SGM. 2001. Carta geológico-minera de Tasquillo F14-C69, Hidalgo. Escala 1:50000.
- SGM. 2011. Ordenamiento Ecológico Territorial de la Región Parque Nacional Los Mármoles. Subdirección de Geología. Gerencia de Geología Ambiental.
- SGM. 2011. Panorama Minero del estado de Hidalgo. Estados Unidos Mexicanos. Pag 1-63.
- Skoog, D. A; West, D. M y Holler, J. 2003. *Fundamentos de Química Analítica*. Editorial Reverté, S. A. Cuarta edición. España. 397 p.
- Silva, A; Velazco, M. P; Martínez, P. C. 2005. Plantas acuáticas en el Plioceno de la región de Santa María Amajac, Hidalgo. *GEOS*. Vol. 25 (1): 154.
- Silva-Mora, L. 1997. Geología volcánica y carácter químico preliminar de las rocas de la región Tula-Polotitlan, estados de Hidalgo, México y Querétaro, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 14 (1): 50-77.
-

- Silva-Mora, L y Córdoba, D. A. 1996. Vulcanismo explosivo al norte y oeste de la ciudad de Tula, Estado de Hidalgo, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 13(1): 52-64.
- Shoji S., Nanzyo, M y Dahlgren, R. 1993. Genesis of volcanic ash soils. In: *Volcanic ash soils: Genesis, properties and utilization*. Developments in Soil. Elsevier Science Publishers. Netherlands, Amsterdam. 250 p.
- Sosa-Nájera, S; Lozano-García, S; Priyadarsi, R y Caballero, M. 2010. Registro de sequías históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: El caso del lago de Santa María del Oro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 62 (3): 437-451.
- Sour-Tovar, F; Pérez-Huerta, A; Quiroz-Barroso, S. A y Centeno-García, E. 2005. Braquiópodos y trilobite del Pérmico inferior del Noreste del Estado de Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 22(1):24-35.
- Suresh, M; Solai, A; Chandrase, K; Rammohan, V. 2008. Sediment characterist and heavy mineral distribution in Tamiraparami stuary and of Tuticorin, Tamil Nad-SEM studies. *Journal Earth Science India*. Vol. 1(3): 102-118.
- Tardy, M. 1972. Sobre la estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el sector de Parras Coahuila: distinción de las series Coahuilenses y Parrenses. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol. 33(2): 51-70.
- Tardy, M; Longoria, J. F; Martínez-Reyes, J; Mitre, L. M; Patiño, M; Podilla, R; Ramírez, S y Ramírez, C. 1975. Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental: la aloctonia del conjunto cadena alta altiplano central, entre Torreón, Coah. y San Luis Potosí, S. L. P. México. *Rev. Inst. Geol. UNAM*. Vol. 75(1):1-11.
- Valencia, J. J; Hernández. R y Jacobo, J. 2004. Edad y cinemática de la deformación de la orogenia Laramide en el área de Vizarron y San Joaquín en el estado de Querétaro, México. *GEOS*. Vol. 24(2): 309.
- Valencia-Moreno, M y Ortega-Rivera, A. 2011. Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el Noroeste de México-evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide). México: UNAM, Instituto de Geología, Boletín. (118).
- Vázquez-Sánchez, E y Palomera-Jaimes, R. 1989. Geología de la cuenca de México. *Revista de la Unión Geofísica Mexicana*. Geofísica Internacional. Vol. 28(2): 133-190.
- Velázquez, L. y Ordaz, A., 1993-1994, Provincias hidrogeológicas de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo L11, No. 1 y 2, p. 15-33.
- Vita-Finzi, C. 1970. Alluvial history of central Mexico. *Nature*. Vol. 27: 596-597.
-

-Vita-Finzi, C. 1977. Quaternary alluvial deposits in the central Plateau of Mexico. *Geologische Rundschau*. Band: 66: 99–120.

-Vivernan, W; Vivernan, R; Hodison, D and Tyler; P. 1995. Diatoms from Tasmanian mountain lakes: a reference data-set (TASDIAT) for environmental reconstruction and autecological study. J. Cramer. Berlin. 192 p.

-World Reference Base for Soil. 2007. Base Referencial Mundial del Recurso Suelo. Un marco conceptual para clasificación, correlación y comunicación internacional. Segunda edición. FAO. Roma. 127 p

-Zink, J. A. 2012. Geopedología. Elementos de geomorfología para estudio de suelos y riesgos naturales. Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation. The Netherlands. 123 p.

ANEXOS.

ANEXOS I

I MARCO CONCEPTUAL

a) ESTRATIGRAFÍA

Esta ciencia histórica estudia los materiales de la litosfera, reconstruye su génesis, los ordena en el tiempo, deduce su evolución y construye su historia geológica su objetivo consiste de cinco puntos importante como:

1. La identificación de los estratos interpretando su génesis y sucesión estratigráfica local.
2. Correlación entre las series estratigráficas y diferenciación de unidades.
3. Interpretación de los datos anteriores para conocer las características de los medios de sedimentación hasta reconstruir la cuenca y pelogeografía.
4. Análisis de cuencas al estudiar los cambios de la paleogeografía introduciendo el factor tiempo.
5. descripción, interpretación y análisis de los cambios de la tierra en el tiempo.

Para explicar las relaciones secuenciales de los estratos, se requieren de tres herramientas básicas que son el principio de superposición, horizontalidad y continuidad lateral. El Principio de superposición menciona que los estratos se depositan horizontales unos sobre otros, de manera que cada estrato sobreyacente es más joven que el estrato subyacente.

El principio de horizontalidad menciona que los sedimentos se depositan adquiriendo una disposición horizontal; sin embargo, en la naturaleza no siempre se cumple este principio debido a que algunos depósitos presentan inclinación inicial y esto es explicado por el principio de continuidad lateral donde los cuerpos sedimentarios no son infinitos y se extienden en todas direcciones disminuyendo su espesor llegando al borde de la cuenca de sedimentación.

Además de estos principios anteriores se conocen los de Actualismo y Uniformismo; el primero establece que los procesos y fenómenos que actúan hoy en día son los mismos que se han presentado en periodos geológicos anteriores; el segundo principio sugiere que las leyes y procesos naturales han sido constantes a lo largo del tiempo lo que se traduce como “el presente es la clave del pasado”.

De acuerdo con estos principios el Código Estratigráfico Norteamericano (2010) define a un estrato como la unidad fundamental más pequeña de una unidad litoestratigráfica, es de carácter homogéneo que cambia gradualmente, es depositado bajo condiciones constantes,

sus límites se denominan superficies de estratificación, el límite superior se llama cima y el inferior base, su morfología condiciona la forma, la textura, redondez, orientación de los clastos, cementación, compactación, entre otros. Lateralmente los estratos se acaban por acuñaamiento, interdigitación y cambio gradual difuso.

La sobreposición de varios estratos se denomina estratificación, que es la disposición de las rocas en estratos sucesivos según los estratos que lo constituyan. Se distinguen varios tipos de estratificación como la homogénea, heterogénea y cíclica. Cuando todas las capas son iguales o similares se denomina homogénea; si aparecen diversos espesores o morfologías se conoce como heterogénea y cíclica cuando los estratos se repiten siguiendo una pauta o motivo.

Para describir la estratigrafía de una zona se requiere determinar el estratotipo, que es la base para definir una localidad tipo y debe presentar una descripción geográfica y geológica de tal manera que sea identificable en campo por terceros. Una unidad es un cuerpo definido de estratos que se distingue por sus características líticas semejantes, estas unidades se clasifican como:

1. Unidad litoestratigráfica: estrato o conjuntos de estratos que se distinguen con base en sus características y su posición estratigráfica, son las unidades básicas del trabajo geológico.
2. Unidad bioestratigráfica: es un cuerpo de roca que se distingue por su contenido fósil.
3. Unidad cronoestratigráfica: proporciona un medio de organización de los estratos en unidades basadas en relación con la edad.
4. Unidad geocronológica: es una división del tiempo que se distingue por el registro de la roca conservado en una unidad cronoestratigráfica.

La agrupación de las unidades conforman un miembro y a su vez un conjunto de miembros conforman una formación, esta debe poseer cierto grado de homogeneidad litológica interna, entre sus límites inferior y superior, puede contener roca de un solo tipo, repeticiones de dos o más tipos de roca o una constitución lítica heterogénea, las diferencias de otras formaciones deben estar marcadas en los contactos lo que hace posible su representación cartográfica.

b) SEDIMENTOLOGÍA

La sedimentología estudia el transporte y deposición de los sedimentos, trata de analizar la composición, estructuras internas y procesos hidrodinámicos de la formación de los sedimentos y se auxilia de ciencias como mineralogía, petrología sedimentaria, estratigrafía, geoquímica entre muchas otras.

Para que ocurran estos procesos de depósito debe existir una fuente de los materiales conocida como área madre; esta área madre puede estar conformada por rocas sedimentarias, ígneas o metamórficas (roca madre) que van a influir directamente en la composición y textura, de los sedimentos.

Cuando la composición se asocia a rocas ígneas o metamórficas se encuentran con poco retrabajamiento, con un solo proceso de meteorización, erosión, transporte, sedimentación y composición mineralógica variable (minerales estables, inestables y fragmentos de roca), se define como sedimentación de primer ciclo; en contraste, si provienen de rocas sedimentarias preexistentes son nombrados como sedimentos de segundo o tercer ciclo y presentan textura y minerales maduros. Para la formación de sedimentos de primer, segundo y tercer ciclo deben contribuir los procesos de erosión, transporte y sedimentación.

EROSIÓN

Es la relación que existe entre el acarreo de materiales de zonas altas a zonas de menor elevación manteniendo un equilibrio entre ellas, las zonas de mayor a menor densidad en la litosfera es conocido como equilibrio isostático (Molina-Garza y Urrutia-Facugauchi, 1993), incluye la meteorización que son los procesos que atacan a las rocas disgregándolas en partículas y sustancias químicas en disolución y existen tres tipos que son:

Meteorización física: modifica el tamaño de partícula, volumen total sin cambiar su composición mineralógica. Es ocasionada por la temperatura, heladas, insolación, lluvias.

Meteorización química: modifica la composición química y mineralógica de la roca por medio de procesos químicos como disolución, hidratación, oxidación y reducción.

Meteorización biológica. Se debe a la acción de los seres vivos que producen procesos biofísicos o bioquímicos.

TRANSPORTE

Existe un proceso intermedio entre la meteorización y el transporte en donde se combinan los procesos que conducen a la eliminación de cubiertas meteorizadas de las rocas y se conoce como denudación, además, existe una alternancia entre el espacio y tiempo manifestándose en el proceso de erosión-sedimentación e interactúan los factores como el campo de fuerza, el agente de transporte o fluido como el agua, aire o hielo y los materiales a transportar.

El transporte de sedimentos puede clasificarse de acuerdo con sus materiales y el origen del mismo (Martín, 2002), en los flujos de corriente, estos son soportados por una combinación de flotabilidad, interacción de granos y turbulencia que son acarreados por tracción, saltación y suspensión (Borrero *et al.*, 2008), sus elementos arquitecturales dependen del conjunto de estratos genéticamente relacionados, delimitados por superficies reconocibles

que presentan una deposición continua por un proceso en partícula y reflejan el estilo de sedimentación a nivel de los sedimentos geomorfológicos mayores como los canales o las barras.

El transporte de materiales se manifiesta por la energía y el tamaño de partícula; éstas partículas se transportan por suspensión y ocurre después de ser atrapadas por un fluido, las partículas se mantiene en el interior del fluido durante algún tiempo y posteriormente, son trasladados a distancias relativamente grandes

El transporte por saltación ocurre cuando las partículas son atrapadas por un fluido, se mantienen poco tiempo en el fluido y caen al fondo donde nuevamente son atrapados una y otra vez. El transporte por arrastre de fondo se manifiesta cuando un bloque es movido por un fluido y no puede ser levantada del fondo. Existen dos tipos de arrastre de fondo y se conocen como arrastre y rotación. El de Arrastre ocurre cuando el fluido atrapa el bloque y lo desplaza por el fondo; en cambio, el de rotación del bloque gira en un movimiento de traslación y uno de rotación.

Durante el transporte cambia la composición y la textura de los materiales seleccionándolos y desgastándolos y se conoce como efecto de transporte. La Selección está en función de la densidad y viscosidad del fluido y consiste en generar un tamaño homogéneo entre las partículas. Normalmente los sedimentos mejor seleccionados han estado más tiempo sometidos al transporte y acarreados a mayor distancia. La selección está en función de la velocidad del flujo.

La granulometría influye en la selección y en el transporte de partículas, una partícula pequeña solo puede ser transportada en suspensión y no sufren ningún desgaste, las partículas de mayor tamaño son transportadas por tracción o arrastre de fondo provocando mala selección de partículas.

MECANISMOS DE TRANSPORTE

Dependen de las características de los medios sedimentarios y cambian cuando estas varían. Los mecanismos de transporte de corrientes puede ser por aguas subaéreas, por corrientes de aguas subacuáticas, por corrientes de aire, por hielo, corrientes de densidad, deslizamientos y desprendimientos en masa y corrientes de turbidez.

Las corrientes subaéreas son los medios de corrientes de aguas continentales principalmente fluviales que presentan carga de fondo, saltación o suspensión, dependen de la energía y tamaño de la corriente, producen selección y desgaste de las partículas formando diversas estructuras internas y externas (ripples, megaripples o dunas).

Las corrientes de aguas subacuáticas son típicas de lagos y mares generalmente con menor energía y velocidad. Las corrientes de turbidez ocurren cuando la masa del sedimento

incorpora mucha agua y es típica de ríos cargados de sedimentos que desembocan en lagos o embalses.

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Son los rasgos o propiedades de los depósitos sedimentarios, su tamaño varía de metros a centímetros, se generan con el depósito (primarias o singenéticas), por fenómenos postsedimentarios o diagenéticos (secundarios). Los primarios ocurren por procesos mecánicos o físicos y los secundarios principalmente químicos. Estas estructuras expresan las condiciones del medio de sedimentación donde se originaron.

Estructuras sedimentarias formadas por flujo unidireccional

Los flujos y formas de lecho o bedform se forman cuando el fluido se mueve sobre sedimentos sueltos con una velocidad suficiente para mover los granos dando lugar a acumulaciones cuya forma varía según la naturaleza del flujo y sedimento.

La estratificación interna producida por la migración de formas de fondo se llaman estratificación cruzada y la unidad básica es el *set*, a un grupo de sets similares depositados por el mismo proceso forman un *coset*. La estratificación cruzada consiste de estructuras de escala relativamente grandes y dan lugar a la formación de megaripples, en cambio, la laminación cruzada forma estructuras pequeñas denominadas ripples.

Estratificación producida por migración en bedform

Los ripples se forman en áreas de tamaño de grano menor de 0.6 mm, su altura es menor a 5 cm con una longitud de onda los 30 cm, su morfología cambia al aumentar su velocidad, las crestas de menor velocidad son rectas, pero cambian a sinuosas y linguoides, cuando migran los ripples se forma laminación cruzada

Los ripples trepadores se producen cuando la sedimentación es muy alta y la energía del flujo relativamente baja, los remolinos frente a los ripples no mueven el sedimento y se forma otro ripple sin causar erosión.

La laminación lenticular consiste en lentes de arena (ripples aislados) y la laminación flaser (flama). Están constituidas por capas de arcilla rellenas de depresiones en un cuerpo arenoso que normalmente presentan laminación cruzada.

Los megaripples son formas de lecho donde, su altura supera los 10 cm y su longitud de onda es mayor a 60 cm, la estructura interna de crestas rectas se encuentran en estratificación cruzada tabular y la estratificación situada en surco es a causa de la irregularidad del remolino frontal

El lecho de (fondo) plano y laminación paralela engloba varios tipos genéticos que se depositaron en superficies más o menos horizontales y planas. No es fácil interpretar su génesis pero probablemente a un régimen de flujo alto en cualquier tamaño de grano.

FACIES Y ELEMENTOS ARQUITECTURALES

Según Dabrio y Hernando (2003) el termino facies ha sido objeto de discusión por varios autores y en términos generales las definen como la expresión de un proceso sedimentario que revelan un conjunto de caracteres como texturas, estructuras sedimentarias, geometría, contenido fosilífero, estructuras biogénicas de cuerpos geológicos y elementos arquitecturales que en conjunto indican el ambiente deposicional distinguiéndolas de otras facies o de otras cuencas (Einsele, 2000) evidenciando la evolución geomorfológica de antiguos ambientes sedimentarios. (Cuadro 3)

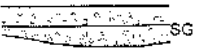
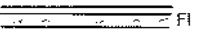
Cuadro 3. Clasificación de facies para la interpretación de estructuras primarias de ambientes fluviales. Miall. 1995.

CÓDIGO DE FACIES	FACIES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	INTERPRETACIÓN
Gmm	Gravas masivas, matriz soportada	Gradación	Flujos de escombros plásticos
Gmg	Gravas matriz soportada	Gradación normal a inversa	Flujos de escombros pseudoplásticos
Gci	Gravas clasto soportada	Gradación inversa	Flujos de escombros ricos en clastos
Gcm	Gravas masivas, clasto soportado		Flujos de escombros pseudoplásticos
Gh	Gravas, clasto soportado	Capas horizontales, imbricación	Formas longitudinales
Gt	Gravas estratificadas	Estratificación de capas cruzadas	Relleno de canales menores
Gp	Gravas estratificadas	Capas cruzadas planas	Formas transversales
St	Arena fina a gruesa	Estratificación cruzada	Dunas de crestas sinuosas y lingoidales (3-D)
Sp	Arena fina a gruesa	Capas cruzadas planas	Formas transversales o lingoidales (dunas 2-D)
Sr	Arena muy fina a gruesa	Ondulitas laminación cruzada	Ondulitas (régimen de flujos bajos)
Sh	Arena muy fina a gruesa	Laminación horizontal	Flujos de capas planas (flujo crítico)
Sl	Arena muy fina a gruesa	Bajo ángulo en capas cruzadas (< 15°)	Rellenos de canales
Ss	Arena fina a muy gruesa	Depresiones someras	Relleno de canal
Sm	Arena fina a gruesa	Masiva	Depósitos de sedimentos de flujos de gravedad
Fl	Arena, limo, lodo	Laminación fina, ondulitas pequeñas	Depósitos de canales abandonados, planicies de inundación
Fsm	Limo, lodo	Masivo	Depósitos de canales abandonados
Fm	Limo, lodo	Masivo, grietas de desecación	Canales abandonados
Fr	Limo, lodo	Masivo, raíces, bioturbación	Depósitos de planicies de inundación
C	Carbón	Plantas	Depósitos de pantano
P	Paleosuelo, carbonato (calcita, siderita)	Rasgos pedogénicos	Suelo con precipitación química

Los sistemas fluviales fueron descritos y clasificados por Miall (1985, 1996) empleando el término de elementos arquitecturales que son los elementos básicos que difieren en rangos y dimensiones como unidades estructurales que forman todo el cuerpo del sedimento fluvial

que a su vez pueden estar compuestos de varios elementos pequeños que limitan las superficies (Einsele, 2000)

Cuadro 4. Clasificación de elementos arquitecturales en depósitos fluviales, Miall. 1996, tomado de Puy. 2006.

ELEMENTO	CLAVE	PRINCIPALES ASOCIACIONES DE FACIES	GEOMETRÍA Y RELACIONES	DIBUJO
Canales	CH	Ninguna combinación	Lentes o capas base erosiva cóncava altamente variables	
Barras de gravas y bedforms	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes generalmente cuerpos tabulares comúnmente intercalados con SB	
Bedforms arenosos	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes, capas aparecen como canales de relleno, barras menores crevasse splays	
Macroforma acreción río abajo	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes planos base canalizado superficie de erosión interna de tercer orden, convexo	
Macroforma acreción lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss, menos común Gt, Gp	Capas, lóbulos caracterizado por superficies de tercer orden de acreción lateral	
Sedimentos de flujos de gravedad	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lobulos, capas intercalados con GB	
Capas de arenas laminadas	LS	Sh, Sl, menor Sp, Sr	Capas con laminación	
Sedimentos de planicie de inundación	FF	Fm, Fl	Capas comúnmente intercaladas con SB pueden rellenar canales abandonados	
Canales menores	HO	Fm, Fl	Canales menores con relleno asimétrico	

La interacción de facies, estructura y elementos arquitecturales son elementos que se presentan en ambientes de depósitos y entre ellos se encuentran los canales fluviales que presentan una estratificación típica con deposición de arenas de tamaño fino a medio con estratificación oblicua, generadas durante periodos de energía variable (Miranda-Avilés *et al.*, 2007). El análisis sedimentológico a través de su distribución granulométrica indica variaciones periódicas del nivel de energía interpretados como episodios alternados de inundaciones

Estos pueden tener la gran capacidad de almacenamiento en la configuración de canales y planicies aluviales que se irradian desde un vértice hacia afuera formando abanicos aluviales (Fielding *et al.*, 2012). La distribución radial está relacionada con las paleocorrientes que evidencian la arquitectura aluvial.

ANEXO II

II GRANULOMETRÍA

Cuadro 5. Escalas granulométricas para cada tipo de partícula.

Número de tamiz	Malla en mm	Malla en μm	Phi	Depósitos Sedimentarios		Depósitos Volcánicos	
			Phi = log2d				
	32800	32800.000	-15	Grava	bloque	Bloque	grueso
	16400	16400.000	-14				
	8200	8200.000	-13				
	4096	4100.000	-12				
	2000	2000.000	-11				
	1024	1024.000	-10				
	500	500.000	-9				
	256	256.000	-8				
	128	128.000	-7				
5	125	125.000			canto	Lapilli	fino
4.24	106	106.000					
4	100	100.000					
3½	90	90.000					
3	75	75.000					
2½	63	63.000	-6				
2.12	53	53.000					
2	50	50.000					
1¾	45	45.000					
1½	37.5	37.500					
1¼	31.5	32.000	-5		guijarro	Lapilli	grueso
1.06	26.5	26.500					
1.00	25.0	25.000					
7/8	22.4	22.400					
3/4	19	19.000					
5/8	16	16.000	-4				
0.530	13.2	13.200					
1/2	12.5	12.500					
7/16	11.2	11.200	-4.5				
3/8	9.5	9.500					
5/16	8	8.000	-3		gránulo	Ceniza	gruesa
0.265	6.7	6.700					
1/4	6.3	6.300					
3½	5.6	5.600	-3.5				
4	4.75	4.750					
5	4	4.000	-2				
6	3.36	3.360	-1.75				
7	2.83	2.830	-1.5				
8	2.38	2.380	-1.25				
10	2.00	2.000	-1				
12	1.68	1.680	-0.75	Arena	arena muy gruesa	Ceniza	mediana
14	1.41	1.410	-0.5		arena gruesa		
16	1.19	1.190	-0.25				
18	1.00	1.000	0				
20	0.84	840	0.25				
25	0.71	710	0.5		arena media		
30	0.59	590	0.75				
35	0.50	500	1				
40	0.42	420	1.25				
45	0.35	350	1.5		arena fina		
50	0.297	297	1.75				
60	0.25	250	2				
70	0.210	210	2.25				
80	0.177	177	2.5				

ESTRATIGRAFÍA Y EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DEL VALLE DE IXMIQUIPAN-ACTOPAN, HIDALGO
ANEXOS

100	0.149	149	2.75				
120	0.125	125	3				
140	0.105	105	3.25				
150	0.106	106	3.237				
170	0.088	88	3.5				
180	0.084	84	3.574				
200	0.0740	74	3.75				
230	0.063	63	4		arena muy fina		
250	0.061	61	4.035	Limo	limo grueso		fina
270	0.053	53	4.25				
325	0.044	44	4.5				
400	0.038	38	4.75				
450	0.032	32	5				
500	0.025	25	5.25		limo medio		
	0.0221	22.1	5.5				
635	0.0200	20	5.75				
	0.0156	15.60	6				
	0.0110	11	6.5				
	0.0078	7.80	7	limo fino			
	0.0055	5.50	7.5				
	0.0039	3.9	8	limo muy fino			
	0.0028	2.83	8.5				
	0.00200	2	9	Arcilla	arcilla gruesa	muy fina	
	0.0014	1.39	9.5		arcilla media		
	0.001	0.98	10				
	0.0007	0.69	10.5		arcilla fina		
	0.00049	0.49	11				
	0.00024	0.2	12				
	0.00012	0.12	13				
	0.00006	0.06	14		arcilla muy fina		

	Tamices
	1 phi
	½ phi
	Analysette 22

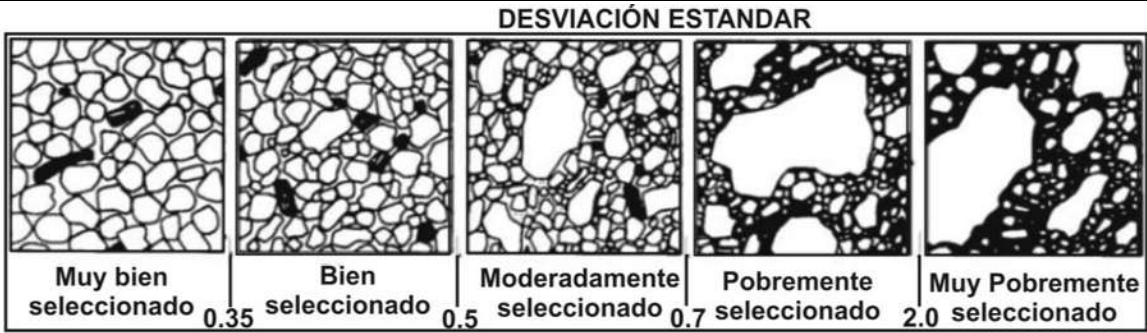


Figura 51. Escala cuantitativa de la selección de partículas mediante desviación estándar (Folk, 1952), modificada por Compton (1962).

Cuadro 6. Escala de curtosis utilizada en la medida comparativa entre la selección en el centro de la distribución y en los extremos de las colas.

CURTOSIS				
Muy platicurtica	Platicurtica	Mesocurtica	Leptocurtica	Muy leptocurtica
0.67	0.90	1.11	1.50	3.0

Cuadro 7. Distribución respecto a la moda y la mediana, las partículas finas son asimétricamente positivas y las partículas medianas con tendencia a partículas gruesas.

ASIMETRÍA					FINOS
Muy asimétrica negativa	asimétrica negativa	simétrica	asimétrica positiva	Muy asimétrica positiva	
-1.0	-0.30	-0.10	0.10	1.0	

Cuadro 8. Parámetros estadísticos de la granulometría expresados en números de la columna del Oro en Ixmiquilpan y Lagunilla I en Actopan.

EL ORO					LAGUNILLA I				
ESTRATOS	MEDIA	DESVIACIÓN ESTANDAR	ASIMETRÍA	CURTOSIS	ESTRATOS	MEDIA	DESVIACIÓN ESTANDAR	ASIMETRÍA	CURTOSIS
1	4.27	1.33	0.45	1.41	8	5.23	1.72	0.15	1.1
3	4.58	1.53	0.45	1.31	9	5.63	1.62	0.08	1.21
5	2.23	1.14	0.02	1.07	10	3.93	1.35	0.25	1.23
6	0.33	1.89	0.4	0.84	11	5.2	1.7	0.31	1.16
7	1.97	1.19	0.09	1.11	12	5.22	1.86	0.38	1
8	3.07	1.33	-0.17	0.97	14	4.37	1.47	0.51	1.43
9	1.72	1.22	-0.11	1.08	15	2.07	1.56	0.05	0.98
11	2.68	1.14	-0.05	1.04	19	4.9	1.68	0.39	1.21
12	4.42	1.44	0.34	1.24					

Cuadro 9. Parámetros estadísticos de los datos granulométricos de las columnas lagunilla IV y Dextho.

LAGUNILLA IV					DEXTHO				
ESTRATOS	MEDIA	DESVIACIÓN ESTANDAR	ASIMETRÍA	CURTOSIS	ESTRATOS	MEDIA	DESVIACIÓN ESTANDAR	ASIMETRÍA	CURTOSIS
1	-2.28	1.82	0.23	0.89	6	5.23	1.72	0.34	1.17
2	-0.05	1.94	-0.42	1.1	8	5	1.43	0.29	1.38
3	1.1	1.32	-0.37	1.47	9	4.14	1.37	0.24	1.22
4	-1.6	1.91	0.1	0.85	6	5.23	1.72	0.34	1.17
5	4.65	1.44	0.35	1.29	10	5.63	1.62	0.18	1.21
6	1.68	1.19	-0.02	0.98	11	-0.68	3.41	0.22	0.59
7	2.28	1.92	-0.07	0.77	12	1.38	2.79	0.22	0.97
8	-0.82	2.48	0.25	0.58	13	1.67	1.67	-0.26	1.15
9	1.58	0.88	0.03	1.07	14	5.78	1.99	0.28	0.95
10	4.72	1.64	0.45	1.27	16	5.22	1.58	0.22	1.3
12	1.65	1.42	0.04	1.15	17	4.3	1.7	0.32	1.35
13	1.78	0.73	0.27	1.25	18	4.93	1.58	0.3	1.22
14	2.6	0.88	0.09	1.21	19	3.38	1.23	34	0.94
15	4.32	1.52	0.27	1.2	20	4.07	1.38	0.28	1.24
17	5.02	1.65	0.43	1.28	21	3.15	1.09	0.38	1.23
19	4.05	1.27	0.42	1.36	22	-1.78	1.98	0.27	0.85
20	5.33	1.69	0.29	1.12	23	-2.08	1.46	0.31	1.19
23	4.38	1.44	0.29	1.21	24	-1.05	1.69	0.1	0.96

Cuadro 10. Parámetros estadísticos de los datos granulométricos de las columnas Lagunilla II y la Peña I.

LAGUNILLA II					LA PEÑA I				
ESTRATOS	MEDIA	DESVIACIÓN ESTANDAR	ASIMETRÍA	CURTOSIS	ESTRATOS	MEDIA	DESVIACIÓN ESTANDAR	ASIMETRÍA	CURTOSIS
2	4.43	1.51	0.5	1.31	3	1.85	1.92	-0.05	0.93
4	1.03	0.86	0.21	1.25	4	-2.27	2.08	0.57	0.22
6	4.6	1.23	0.23	1.27	5	-2.65	1.98	0.48	1.1
7	4.08	1.28	0.42	1.41	6	-2.95	1.56	0.38	1.48
8	5.25	1.8	0.23	1.08	7	-3.2	1.97	0.63	1.6
9	3.27	1.12	0.32	1.14	8	2.15	1.74	0.08	0.97
10	4.72	1.43	0.27	1.25					
11	1.25	1.74	0.32	1.16					

ANEXO III

III CONTEO DE PUNTOS. Para obtener la cantidad total de minerales, se sugiere aplicar una regla de tres con los porcentajes y la cantidad tota

Cuadro 11. Cantidad de minerales de la columna el Oro en Ixmiquilpan expresados en porcentajes de un mínimo de 500 puntos para todas las muestras.

EL ORO										
MINERALES MAYORES					M. EST/MOD. EST.	P.	LITICOS			
ESTRATO	VIDRIO (%)	CUARZO (%)	PLAG. (%)	FELD. (%)	MAGNETITA (%)	IGNEOS (%)	ARCILLAS (%)	ROJO (%)	AMBAR (%)	CANTIDAD TOTAL(NUM)
1	58.26	18.43	6.08	4.69	2.43	0.69	0	2.95	5.56	575
2	71.23	1.3698	1.3698	0.1369	4.24	0.5479	23	0	0.68	730
3	61.93	2.55	1.63	0.91	0.18	0.72	27.68	2.91	1.63	549
5	89.13	2.24	0.68	2.24	0.51	0	2.58	2.58	0	580
6	95.2	1.12	0.56	0.42	0	0	0	2.11	0.14	709
7	76.69	5.82	4.85	3.3	0	1.16	0	6.01	2	515
8	91.2	1.33	2.29	1.33	0	0	4.78	0.95	1.72	523
9	79.49	4.06	2.37	2.71	0.33	0	0	9.83	1.35	590
11	88	0.73	0.73	1.47	0.36	0	0.54	2.38	1.09	546
MEDIA	79.01444	4.18331111	2.284422	1.911878	1.341666667	0.779475	12	3.715	1.788125	

Cuadro 12. Porcentaje de minerales obtenidos del conteo de puntos para la columna Lagunilla I en Actopan.

LAGUNILLA I											
ESTRATO	MINERALES MAYORES				ESTABLE	MINERALES PESADOS INESTABLES		EST/MOD. EST.	LITICOS		
	VIDRIO (%)	CUARZO (%)	PLAG. (%)	FELD. (%)	BIOTITA (%)	HORNBLENDA (%)	PIROXENOS (%)	MAGNETITA (%)	IGNEOS (%)	ARCILLAS (%)	CANTIDAD TOTAL (NUM)
2	5.07	33.38	9.84	4.15	0	0.76	1.68	55.38	39.23	0	650
8	87.06	2.98	3.48	2.86	0.24	0.37	0.49	0.99	0	0	804
10	76.8	5.52	3.37	2.3	0.61	3.68	1.37	0	0	55.29	651
11	61.86	8.41	5.79	4.29	0.18	0.74	0.36	0	11.4	0	535
12	53.27	6.54	3.65	2.13	0.15	4.1	1.97	0	0	26.78	657
14	35.53	16.25	12.32	3.92	3.21	16.6	0.52	6.25	0	3.57	560
15	31.98	16.87	9.66	7.38	1.05	20.73	3.51	2.28	0	0.52	569
18	69.3	3.3	9.07	4.29	0	0	0.66	6.27	0	3.96	606
MEDIA	52.60875	11.65625	7.1475	3.915	0.68	6.711428571	1.32	8.89625	6.32875	11.265	

Cuadro 13. Porcentaje de minerales obtenidos del conteo de puntos para la columna Lagunilla II en Actopan.

LAGUNILLA II									
MINERALES MAYORES					MINERALES PESADOS				
					ESTABLE	INESTABLE	EST/MOD. EST.	LITICOS	
ESTRATO	VIDRIO (%)	CUARZO (%)	PLAG. (%)	FELD. (%)	BIOTITA (%)	HORNBLENDA (%)	MAGNETITA (%)	ARCILLAS (%)	CANTIDAD TOTAL(NUM)
2	8.7	5.54	9.49	5.01	0	3.82	5.27	54.35	758
3	83.89	6.11	4.66	4.18	0.16	0.32	0.16	0	621
7	90.27	4.4	1.1	0.91	1.1	0.91	0	0.91	545
8	80.99	4.79	1.43	2.71	2.71	2.39	0	0	626
9	92.73	0.74	0.37	0	0.18	0	0	0	533
10	85.28	1.69	2.64	1.13	0	1.32	0.56	3.39	530
11	67.17	12.14	6.83	2.27	0	6.67	1.14	2.86	524
MEDIA	72.71857	5.05857143	3.788571	2.315714	0.592857143	2.204285714	1.018571429	8.787142857	

Cuadro 14. Porcentaje de minerales obtenidos del conteo de puntos para la columna Lagunilla IV en Actopan.

LAGUNILLA IV											
MINERALES MAYORES						MINERALES PESADOS INESTABLE		EST/MOD. EST.		LITICOS	
ESTRATO	VIDRIO (%)	CUARZO (%)	PLAG (%)	FELD (%)	BIOTITA (%)	HORNBLENDA (%)	PIROXENOS (%)	MAGNETITA (%)	IGNEOS (%)	ARCILLAS (%)	CANTIDAD TOTAL(NUM)
1	11.25	13.93	16.03	4.77	0.38	8.2	15.6	6.48	23.85	0	524
2	7.7	15.97	15.97	6.95	0	8.08	13.33	6.57	25.37	0	532
3	11.07	17.75	24.25	3.69	0	11.24	11.41	2.98	15.64	1.93	569
4	16.34	3.55	3.37	1.42	0	2.48	0.52	0.88	0	71.04	535
6	59.72	8.06	3.33	1.8	0.13	6.25	1.24	2.91	1.66	13.05	720
7	9.04	12.27	24.23	3.23	0	11.95	19.22	5	13.08	1.93	619
8	15.85	13.69	16.43	4.1	0	22.3	9.39	13.69	4.1	0	511
9	32.51	10.74	8.99	3.19	0	17.41	1.88	8.99	3.62	6.09	689
11	12.78	18.23	13.72	7.33	0.75	18.79	4.12	5.82	8.45	5.07	532
12	28.84	17.26	10.24	5.88	1.7	19.73	0.18	2.65	9.1	0	527
13	25.94	14.57	12.57	4.79	1.79	29.94	3.18	2.59	0	0	501
14	37.34	9.87	17.95	13.64	0.53	7.36	14.17	0.53	0.71	0	557
15	21.42	15.41	12.4	11.46	1.31	20.86	2.11	0.56	0.75	34.77	532
16	16.86	16.56	12.76	7.59	0.15	11.7	4.25	1.82	6.38	21.88	658
18	5.57	12.94	15.73	1.99	0.19	13.34	1.99	2.98	2.98	42.23	502
19	14.49	13.5	14.66	5.76	0	18.61	3.78	0	6.75	37.23	607
21	21.56	13.9	20.49	13.01	0.71	13.19	5.34	2.31	3.56	0	561
MEDIA	20.48706	13.4235294	14.30118	5.917647	0.449411765	14.20176471	6.571176471	3.927058824	7.411764	13.83647059	

Cuadro 15. Porcentaje de minerales obtenidos del conteo de puntos para la columna Dextho en Actopan.

ESTRATO	DEXTHO									
	MINERALES MAYORES					MINERALES PESADOS INESTABLE		EST/MOD. EST.	LITICOS	CANTIDAD TOTAL(NUM)
	VIDRIO (%)	QZ (%)	PLA G. (%)	FELD (%)	BIOTITA (%)	HORNBLEND A (%)	PIROXENO S (%)	MAGNETI TA (%)	ARCILL AS (%)	
1	9.46	6.49	9.6	5.75	0	10.01	1.85	2.41	64	539
6	79.29	7.92	2.49	4.11	0	0	0	1.61	0	681
9	66.77	3.83	1.83	1.16	1.33	18.69	1.83	1	3.0050083	599
10	74	2.84	1.89	1.32	6.45	3.22	0.75	0.56925996	10.056926	527
11	77.06	9.77	1.87	1.3	1.12	0.75	2.06	0.75	5.26	532
12	59.57	12.46	6.83	3.34	4.13	12.9	0	0	0.9118541	658
13	60.34	3.06	1.72	0.95	0	4.59	0.95	0.57471264	26.43	522
14	30.89	9.43	4.87	3.73	0.32	6.99	1.95	0	39.02	615
15	38.61	14.55	10.63	4.66	0.93	22.94	0.93	4.85	0.55	536
16	23.77	16.15	10.34	3.08	0	12.52	2.17	0	31.94	551
17	34.2	15.62	10.41	4.16	0.69	23.78	1.21	0	6.94	576
18	30.63	10.32	7.51	5.86	11.73	21.24	0	0	11.26	852
19	27	15.25	12.37	6.47	1.6	27.24	2.16	5.77	0.53	561
20	57.25	8.58	6.67	5.53	1.71	20.22	0		0	524
21	50.31	11.94	4.24	4.4	1.25	20.12	0.31	5.03	2.35	636
22	10.26	11.75	15.11	6.71	0.93	23.32	9.88	13.61	7.27	536
23	6.73	10.88	24.52	6.73	0.69	21.07	7.08	10.53	5.18	579
24	3.66	12.47	12.66	6.04	0	17.98	19.62	23.3	0	545
MEDIA	41.1	10.18	8.086	4.183	1.8266666	14.86555555	2.93055555	4.11788074	11.927988	
		388	6	3	6		6	2	2	

Cuadro 16. Porcentaje de minerales obtenidos del conteo de puntos para la columna La Peña I.

LA PEÑA I											
MINERALES MAYORES						MINERALES PESADOS		EST/MOD. EST.		LITICOS	
					ESTABLE	INESTABLE					
ESTRATO	VIDRIO (%)	CUARZO (%)	PLAG. (%)	FELD. (%)	BIOTITA (%)	HN (%)	PIROXENOS (%)	MAGNETITA (%)	IGNEOS	M. VERDE	CANTIDAD TOTAL(NUM)
2	5.52	7.55	4.78	3.49	3.86	5.34	10.12	0	64.64	0	543
3	7.46	9.41	7.99	3.01	0	0.35	0.34	1.24	13.49	0.35	563
4	7.11	11.09	12.51	5.12	0.42	0.28	1.56	3.12	58.74	0.85	703
5	5.4	11.35	11.53	4.5	0.36	1.44	2.34	12.25	48.64	1.26	555
6	10.38	9.09	8.34	7.23	0.55	0.18	1.11	2.79	58.62	1.66	539
7	7.2	6.17	4.63	3.43	0.51	0	0.51	0.68	75.12	1.71	583
8	4.6	15.35	9.98	3.83	0.57	0.76	1.14	2.11	60.07	0.76	521
MEDIA	6.81	10.001428	8.53714	4.37285	0.8957142	1.192857143	2.445714286	3.17	54.188571	0.941428571	

ANEXO IV

IV FLUORESCENCIA DE RAYOS X

Cuadro 17. Contenido de elementos *proxie* en las muestras reportadas como óxidos de la columna el Oro, obtenidos a partir de la fórmula estequiométrica.

EL ORO										
	Si	Ti	Al ₂	Fe ₂	Mn	Mg	Ca	Na ₂	K ₂	P ₅
2	28.671795	0.38428487	8.072126221	3.483875944	0.048790821	1.530680056	1.43440479	1.110891816	1.251090281	0.029240205
4	25.98355128	0.390279954	7.803267047	4.660322308	0.07976912	1.862990816	1.711708756	1.011241754	0.938140301	0.114778715
13	26.04618815	0.335724692	7.524881367	3.993063193	0.202133402	1.967327952	2.559344073	0.916308855	1.261734838	0.295893418
MEDIA	26.90051148	0.370096505	7.800091545	4.045753815	0.110231115	1.786999608	1.901819206	1.012814142	1.150321807	0.146637446
DESVEST	1.534296198	0.02991741	0.273636246	0.589990456	0.0810829	0.228027069	0.586070461	0.09730101	0.183831635	0.136151452

Cuadro 18. Contenido de elementos *proxies* de las muestras de la columna J. Villagrán por medio del análisis FRX.

J. VILLAGRÁN										
	Si	Ti	Al ₂	Fe ₂	Mn	Mg	Ca	Na ₂	K ₂	P ₅
2	25.41514503	0.393277496	9.867872632	3.928015921	0.068152258	1.538520419	1.050610385	1.003576365	1.636423249	0.041896413
7	26.72818217	0.545552624	9.254471485	4.272136974	0.090611525	1.168817158	0.969849178	1.023624306	1.236187901	0.05848041
10	29.20327354	0.517975239	9.081935874	3.292930725	0.120815367	0.872089583	1.407960856	1.168087414	1.08006773	0.077246512
15	24.94069409	0.447832758	10.69403242	4.299414862	0.060407683	1.646476183	0.894090878	0.663351005	1.570426995	0.13965471
18	28.48154718	0.414859798	8.679176363	3.527240792	0.089837068	0.940843533	1.197124078	1.490623414	2.106203037	0.037532203
MEDIA	26.9537684	0.463899583	9.515497754	3.863947855	0.08596478	1.233349375	1.103927075	1.069852501	1.525861782	0.07096205
DESVEST	1.86179353	0.05872294	0.702660101	0.447153999	0.023566933	0.347863421	0.203698921	0.299362363	0.398010415	0.04146183

Cuadro 19. Contenido de elementos *proxies* de las muestras de la columna Lagunilla I por medio del análisis FRX.

LAGUNILLA I										
	Si	Ti	Al ₂	Fe ₂	Mn	Mg	Ca	Na ₂	K ₂	P ₅
1	26.35142605	0.524569831	8.676000861	4.384745692	0.09216044	1.864197026	1.603788914	0.79425227	1.455465778	0.129617028
3	27.19094713	0.523970322	8.845360971	4.063705929	0.086739238	1.705580456	1.503016081	0.774204328	1.373147869	0.079865037
6	32.40944006	0.236805809	6.755880619	2.449414486	0.045692991	0.601898619	0.72113325	0.806634822	1.260315564	0.013965471
17	28.07580982	0.550948199	8.807784196	3.674121729	0.057309853	1.685677997	1.24429434	1.261251377	1.45475614	0.034040836
MEDIA	28.50690576	0.459073541	8.271256662	3.642996959	0.070475631	1.464338525	1.268058146	0.909085699	1.385921338	0.064372093
DESVEST	2.695271016	0.148711414	1.012857339	0.847111778	0.022525932	0.580482053	0.394804567	0.235157074	0.09222189	0.051503222

Cuadro 20. Contenido de elementos *proxies* de las muestras de la columna Lagunilla IV por medio del análisis FRX.

LAGUNILLA IV										
	Si	Ti	Al ₂	Fe ₂	Mn	Mg	Ca	Na ₂	K ₂	P ₅
4	27.81123915	0.490997362	9.487341636	3.555917546	0.048790821	1.164595425	2.720866486	2.053734711	1.135419427	0.042332834
11	27.92809899	0.51737573	9.579960446	3.262855105	0.046467449	1.334067882	3.136822434	2.192301366	1.142515798	0.050624833
19	30.16806836	0.345916334	8.469593228	3.438412797	0.024782639	0.866661639	1.476572146	1.457013629	0.962977601	0.017456839
25	30.2255634	0.311144848	7.972097906	2.386465513	0.022459267	0.718297851	1.994015628	1.794290763	0.674864922	0.022257469
MEDIA	29.03324248	0.416358569	8.877248304	3.16091274	0.035625044	1.020905699	2.332069173	1.874335117	0.978944437	0.033167994
DESVEST	1.344630464	0.102968364	0.785599162	0.530155899	0.013925885	0.279332555	0.740483294	0.32344555	0.219058062	0.015859965



Figura 52. Panorama actual del valle de Actopan, el relieve ha presentado una evolución extensa, actualmente los aluviones conforman los piamontes.