



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS
MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

ESTUDIO BIOESTRATIGRÁFICO Y MINERALÓGICO DE LA CIÉNEGA DE ZACAPU, MICHOACÁN.

TESIS.

Que para obtener el grado de:
MAESTRA EN CIENCIAS

Con especialidad en:
GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

Presenta:
Biol. Diana Cinthia Soria Caballero

Asesor:
Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy
Co – asesor:
Dr. Mikhail Ostrooumov
Dr. Alejandro Rodríguez Ramírez



MORELIA, MICHOACÁN. Julio 2010



ÍNDICE:

RESUMEN

ABSTRACT

| | |
|-----------------------------------------------------|----|
| I. INTRODUCCIÓN..... | 1 |
| II. JUSTIFICACIÓN..... | 5 |
| III. HIPÓTESIS..... | 5 |
| IV. OBJETIVOS..... | 6 |
| V. ANTECEDENTES..... | 7 |
| V.1. Lago de Yuriria, Guanajuato..... | 9 |
| V.2. Hoya San Nicolás de Parangueo, Guanajuato..... | 11 |
| V.3. Lago de Cuitzeo, Michoacán..... | 13 |
| V.4. Lago de Pátzcuaro, Michoacán..... | 14 |
| V.5. Lago de Zirahuén, Michoacán..... | 19 |
| V.6. Laguna de Zacapu, Michoacán..... | 20 |
| V.7. Ostrácodos..... | 26 |
| VI. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO | |
| VI.1. <i>Michoacán</i> | 32 |
| VI.2. <i>Zacapu</i> | 34 |
| A. Edafología..... | 34 |
| B. Hidrología..... | 35 |
| C. Geología..... | 37 |
| D. Historia..... | 42 |
| VII. METODOLOGÍA | |
| VII.1. <i>Trabajo de Campo</i> | 46 |
| A. Ubicación del sitio de muestreo..... | 46 |

| | |
|---------------------------------------------------------------------|-----|
| B. Ubicación de Trincheras..... | 49 |
| C. Obtención de las muestras..... | 49 |
| VII.2. <i>Trabajo de Laboratorio</i> | 51 |
| A. Análisis Granulométricos..... | 51 |
| B. Análisis de contenido de carbono..... | 53 |
| C. Análisis Mineralógicos..... | 56 |
| D. Estudios micropaleontológicos..... | 59 |
| VIII. RESULTADOS..... | 61 |
| VIII.1. Microtopografía..... | 61 |
| VIII.2. Marco Geológico Local..... | 63 |
| VIII.3 Estratigrafía..... | 64 |
| VIII.4. Análisis granulométrico..... | 78 |
| VIII.5. Análisis de contenido de carbono orgánico e inorgánico..... | 85 |
| VIII.6. Análisis Mineralógicos..... | 93 |
| VIII.7. Identificación de Ostrácodos..... | 106 |
| IX. DISCUSIONES..... | 118 |
| X. CONCLUSIONES..... | 131 |
| XI.- LITERATURA CITADA..... | 134 |
| XII. ANEXOS..... | 144 |

LISTA DE FIGURAS, TABLAS Y GRÁFICAS

- Figura 1. Ubicación de algunas cuencas lacustres en Michoacán.
- Figura 2. Carta topográfica de Zacapu, Michoacán. Escala 1:50 000. Fuente: INEGI.
- Figura 3. Resumen de los antecedentes de algunas cuencas lacustres de Michoacán y Guanajuato.
- Figura 4. Características morfológicas del caparazón de los ostrácodos y patrones de cicatrices musculares. Modificada de Park et al. (2003).
- Figura 5. Tipos de ostrácodos estructuralmente adaptados encontrados en un perfil hipotético desde hábitats terrestres acuáticos hasta marinos útiles para identificar paleofacies. Modificado de Benson (2003).
- Figura 6. Ubicación de la ciudad de Zacapu y Laguna actual.
- Figura 7. Esquema del noroeste de la cuenca de Zacapu (Magny et al, 1992).
- Figura 8. Cuadro cronológico de México central y del norte de Michoacán (Zacapu). Tomado de Petrequin, 1994.
- Figura 9. Plano de la ciénega de Zacapu, Michoacán, 1897. Trazado por el Ing. Ruiz de Velasco antes del drenaje (tomado de Petrequin, 1994).
- Figura 10. Puntos registrados para el análisis microtopográfico y curvas de nivel generadas para el área de las Lomas, en la ciénega de Zacapu, Michoacán.
- Figura 11. Ubicación de las trincheras de trabajo.
- Figura 12. Determinador de tamaño de partícula Coulter LS 100Q.
- Figura 13. Coulómetro, Marca UIC, Modelo S014.
- Figura 14. Difractómetro, Modelo D5000, Marca Siemens.
- Figura 15. Espectrofotómetro de infrarrojo marca Bruker, modelo Tensor 27.
- Figura 16. Microscopio electrónico de barrido, marca Bruker, modelo JSM-6400.
- Figura 17. Modelo digital de elevación para el área de las Lomas, SO de La Ciénega de Zacapu, Mich.
- Figura 18. Columna litológica del perfil 1: Pozo Carretera, ubicación y registro fotográfico.
- Figura 19. Columna litológica del perfil 2: Noria Cantabria, ubicación y registro fotográfico.
- Figura 20. Columna litológica del perfil 3: Trinchera 3, ubicación y registro fotográfico.
- Figura 21. Columna litológica del perfil 4: Trinchera 2, ubicación y registro fotográfico.
- Figura 22. Columna litológica del perfil 5: Trinchera 7, ubicación y registro fotográfico.
- Figura 23. Columna litológica del perfil 13: Invernadero, ubicación y registro fotográfico.
- Figura 24. Detalles de las estructuras observadas en campo. A: Licuefacción, B: Rizaduras, C: Deformación, D: Microfallamiento y deformación.
- Figura 25. Relación entre erosión, transporte y sedimentación.
- Figura 26. Ejemplo de difractograma con patrón amorfo.
- Figura 27a. Difractogramas del perfil 1.
- Figura 27b. Difractogramas del perfil 2.
- Figura 27c. Difractogramas del perfil 3.
- Figura 27d. Difractogramas del perfil 13.
- Figura 28. Espectro de infrarrojo para las muestras: unidad III, Noria Cantabria (rojo); unidad II, Trinchera 3 (azul); unidad II, Invernadero (verde) y unidades II (rosa) y III (negro) del Pozo Carretera.
- Figura 29. Mapeo elemental en una muestra de la unidad II de la Noria Cantabria.

- Figura 30. Imagen MEB y espectro de análisis elemental correspondiente a la unidad I de la Noria Cantabria.
 - Figura 31. Imagen MEB y espectro de análisis elemental correspondiente a la unidad II de la Trinchera 3.
 - Figura 32. Abundancia relativa de los taxos de ostrácodos encontrados en los perfiles 1 y 2.
 - Figura 33. Clave para identificar el tipo de asociaciones de la comunidad de ostrácodos. Modificado de Boomer et al (2003).
 - Figura 34. Correlación estratigráfica de las Lomas en el área de Cantabria, al suroeste de la ciénega de Zacapu.
 - Figura 35. Esquema de los eventos más importantes deducidos a partir del registro sedimentario en las Lomas.
 - Figura 36. Columna estratigráfica tipo de las Lomas, al suroeste de la ciénega de Zacapu.
 - Figura 37. Correlación de la estratigrafía de Ortega y colaboradores (2002) y la columna tipo obtenida para el área de las Lomas, ciénega de Zacapu.
 - Figura 38. Correlación de los resultados obtenidos. A. Mineralogía. B. Columna tipo. C. Contenido de Carbono. D. Granulometría.
 - Figura 39. Abundancia y diversidad de especies de ostrácodos en relación a la concentración del cuerpo de agua.
 - Figura 40. Abundancia relativa de especies de ostrácodos en la unidad 3 de la columna tipo.
 - Figura 41. Litología levantada en la serie de trincheras excavadas el 8 de diciembre de 2008, correspondientes a los Pozos 1, 4, 6 y 8, de izquierda a derecha, respectivamente.
-
- Tabla 1. Estratigrafía de la región de Zacapu (Israde, 1999).
 - Tabla 2. Resumen de la ocupación humana en la cuenca de Zacapu y otras características importantes de la cuenca, en el estudio de Demant et al, 1992.
 - Tabla 3. Contenido de Carbono en porcentaje en las muestras de sedimentos del Pozo Carretera (TIC= carbono inorgánico; TOC = carbono orgánico).
 - Tabla 4. Contenido de Carbono en porcentaje en las muestras de sedimentos de la Noria Cantabria (TIC= carbono inorgánico; TOC = carbono orgánico).
 - Tabla 5. Contenido de Carbono en porcentaje en las muestras de sedimentos de la Trinchera 3 (TIC= carbono inorgánico; TOC = carbono orgánico).
 - Tabla 6. Contenido de Carbono en porcentaje en las muestras de sedimentos del perfil 13: Invernadero (TIC= carbono inorgánico; TOC = carbono orgánico).
 - Tabla 7. Resumen de las especies minerales identificadas y la técnica que la registró.
 - Tabla 8. Cantidad de individuos separados por especie por muestra y abundancia relativa de los mismos (%). NC: Noria Cantabria; PC: Pozo Carretera.
 - Tabla 9. Resumen de la granulometría obtenida por medio del determinador de tamaño de partícula COULTER LS 100Q. la siguiente tabla muestra el tamaño de partícula dominante en cada una de las 16 muestras del Pozo Carretera.
 - Tabla 10. Resumen de la granulometría obtenida por medio del determinador de tamaño de partícula COULTER LS 100Q. la siguiente tabla muestra el tamaño de partícula dominante en cada una de las 28 muestras de la Noria Cantabria.

- Tabla 11. Resumen de la granulometría obtenida por medio del determinador de tamaño de partícula COULTER LS 100Q. la siguiente tabla muestra el tamaño de partícula dominante en cada una de las 27 muestras de la Trinchera 3.
 - Tabla 12. Resumen de la granulometría obtenida por medio del determinador de tamaño de partícula COULTER LS 100Q. la siguiente tabla muestra el tamaño de partícula dominante en cada una de las 21 muestras del Invernadero.
-
- Gráfica 1. A. Variación en el tamaño de partícula de los sedimentos en relación con su profundidad (Perfil 1: Pozo Carretera). B. Clasificación textural.
 - Gráfica 2. A. Variación en el tamaño de partícula de los sedimentos en relación con su profundidad (Perfil 2: Noria Cantabria). B. Clasificación textural.
 - Gráfica 3. A. Variación en el tamaño de partícula de los sedimentos en relación con su profundidad (Perfil 3: Trinchera 3). B. Clasificación textural.
 - Gráfica 4. A. Variación en el tamaño de partícula de los sedimentos en relación con su profundidad (Perfil 13: Invernadero). B. Clasificación textural.
 - Gráfica 5. Relación entre el porcentaje de Carbono (orgánico=TOC; inorgánico=TIC) y la profundidad del perfil 1: Pozo Carretera.
 - Gráfica 6. Relación entre el porcentaje de Carbono (orgánico=TOC; inorgánico=TIC) y la profundidad en el perfil 2: Noria Cantabria.
 - Gráfica 7. Relación entre el porcentaje de Carbono (orgánico=TOC; inorgánico=TIC) y la profundidad en el perfil de la Trinchera 3.
 - Gráfica 8. Relación entre el porcentaje de Carbono (orgánico=TOC; inorgánico=TIC) y la profundidad del perfil 13: Invernadero.
 - Gráfica 9. Determinación de tamaño de partícula Pozo Carretera.
 - Gráfica 10. Determinación de tamaño de partícula Noria Cantabria.
 - Gráfica 11. Determinación de tamaño de partícula Trinchera 3.
 - Gráfica 12. Determinación de tamaño de partícula Invernadero.
-
- Lámina 1. A – *Candona patzcuaro* hembra. B – *Candona patzcuaro* macho. C – *Physocypris globula*. D – *Cypridopsis vidua*. E – *Potamocypris unicaudata*. F – *Potamocypris smaragdina*.
 - Lámina 2. A – *Chlamydotheca arcuata*, A-1. B – *Darwinula stevensoni* hembra. C – *Limnocythere itasca* hembra. D – *Limnocythere itasca*, macho. E – *Limnocythere itasca*, macho con desarrollo de cuernos. F – *Limnocythere itasca*, hembra lateral.

Agradecimientos

Esta tesis fue realizada gracias a la intervención y apoyo, tanto intelectual como moral de muchas personas.

A mi familia que siempre me ha apoyado.

A mi familia segunda aquí en Morelia conformada
por amigos y compañeros.

Al Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy,
por haberme ofrecido este tema de tesis y sin cuya guía este
trabajo no hubiese podido ser realizado.

Al Dr. Alejandro Rodríguez Ramírez
por recibirme y asesorarme tan
amable y completamente, así como
enriquecer este trabajo con sus opiniones y su conocimiento.

Al Dr. Mikhail Ostrooumov por sus importantes aportaciones
como coasesor de este proyecto.

A la Dra. Isabel Israde Alcántara
por sus invaluable comentarios para el mejoramiento de este trabajo.

Al MC. Neftalí Razo y el MC. José Chávez por su colaboración en gran parte de los métodos
desarrollados aquí, además de su apoyo constante.

A MC. Remedios Cisneros, Tec. Victoria Luke e Ing. Francisco Solorio
responsables de los equipos de EIR, DRX y MEB respectivamente,
por su amabilidad y paciencia en el procesamiento de muestras.

A las instituciones involucradas
por la disponibilidad de recursos técnicos
e instalaciones: IIM-UMSNH y UNAM.

A CONACyT por el apoyo al proyecto CB-2005/51506.

RESUMEN

La ciénega de Zacapu se encuentra en el límite entre la Zona Volcánica Pliocénica y Cinturón Volcánico Transmexicano, su margen norte lo define la falla de Villa Jiménez. Su formación se relaciona al desarrollo de tectónica distensiva en posición tras arco, desde el Plioceno Superior - Pleistoceno (3Ma). Su importancia radica en que mezcla paisajes de zonas altas provenientes del CVTM y la zona lacustre propiamente, además de que presenta evidencias de asentamientos humanos desde épocas precolombinas. Por su ubicación y formación, esta zona ha permitido el registro en sus sedimentos de eventos excepcionales (tectónicos y volcánicos) durante el Pleistoceno – Holoceno.

Durante este trabajo de investigación se han realizado una serie de zanjas y pozos a cielo abierto en la porción SO de la Ciénega de Zacapu, en un área conocida como Las Lomas, a fin de caracterizar las secuencias lacustres existentes. En total se levantaron 13 columnas litológicas y se seleccionaron las más representativas para establecer la columna tipo. Las columnas seleccionadas fueron muestreadas a cada 10 cm y cambios relevantes y las muestras han sido sometidas a análisis de granulometría, contenido de carbono (orgánico e inorgánico), caracterización mineralógica (DRX, EIR y MEB) y análisis biológicos (comunidades de ostrácodos).

La estratigrafía obtenida nos indica al menos cinco etapas diferentes: de base a cima, la primera comprende capas de arcilla con altos contenidos de diatomeas intercaladas con estratos de ceniza volcánica y al menos una capa con estructuras de licuefacción; la segunda etapa abarca una serie de estratos limosos con estructuras de corriente (rizaduras), agregados de carbonatos y mezcla de ceniza volcánica, así como una elevada cantidad de gasterópodos y ostrácodos; la tercera etapa se trata de un gran depósito de ceniza volcánica de alrededor de 1m de espesor y con evidencias de derrumbes (slump); la cuarta etapa comprende facies de arcillas laminares intercaladas con niveles centimétricos de ceniza volcánica, afectados por microfallamiento; y la quinta etapa comprende varias capas de sedimento limoso – arcilloso con contenidos relativamente altos de materia orgánica y bioturbaciones, presenta estructuras de licuefacción y contiene fragmentos de cerámica prehispánica.

Los resultados de granulometría muestran dominancia de arcillas para la primera etapa, excepto para las capas de ceniza (tamaño arena – limo grueso), en las dos etapas siguientes dominan los limos y arenas y para las últimas etapas la granulometría se vuelve fina nuevamente con dominancia de arcillas y limos finos; estos resultados nos sugieren depósitos de baja energía, excepto para la segunda etapa, cuya energía parece ser ligeramente mayor, predominando la combinación de arcillas y limos en porcentajes variados. La identificación de ostrácodos muestra dominancia de especies de hábitats poco profundos y aguas tranquilas, su presencia está restringida a la segunda etapa descrita en la estratigrafía, sugiriendo un cuerpo de agua más somero, químicamente más concentrado y alcalino en este período de tiempo.

El contenido de carbono orgánico se mantiene relativamente alto en las etapas uno, cuatro y cinco, y se mantiene bajo en las etapas dos y tres; mientras que el contenido de carbono inorgánico se mantiene bajo en las etapas uno, tres y cuatro, incrementándose ligeramente en la etapa cuatro y más notoriamente en la etapa dos. Respecto a la caracterización mineralógica, los resultados de DRX, EIR y MEB coinciden en que los sedimentos contienen una mezcla de fases minerales, donde las principales especies minerales encontradas son

los feldespatos (especialmente del grupo de las plagioclasas), principalmente la anortita, andesina – labradorita y en menor proporción, sanidina; y los óxidos de silicio (formas polimórficas del cuarzo como cristobalita y trydimita); mientras que como especies minerales secundarias se encontraron los óxidos de hierro, como la magnetita y maghemita, carbonatos de calcio y magnesio, algunos piroxenos y minerales arcillosos como montmorillonita y halloysita y su versión deshidratada la metahalloysita.

La microtopografía del área de las Lomas sugiere que su origen está relacionado con un sismo, cuya onda pudo provocar un plegamiento en dirección NNO-SSE, lo cual levantó y deformó los lacustres, creando espacios favorables para el establecimiento de asentamientos humanos, los cuales a su vez modificaron paulatinamente la morfología de las Lomas, agregando rellenos y pisos. El registro sedimentario sugiere al menos 16 episodios volcánicos distintos durante los últimos 40 000 años, esto es un promedio de un evento volcánico cada 2 500 años, los cuales presentan magnitudes diversas, identificados a través de depósitos ácidos de caída. El episodio más intenso corresponde al depósito número 11, en la tercera etapa. Por otro lado, la fuerte deformación de los sedimentos lacustres, así como la presencia de estructuras de licuefacción, bloques caídos (slumps) y microfallas en las secuencias sedimentarias sugieren la existencia de al menos cuatro sismos antiguos con magnitud superior a 5, es decir un estimado de 1 sismo cada 10 000 años. Reforzando la idea de que en esta zona el registro sedimentario está fuertemente controlado tanto por tectónica antigua como reciente.

ABSTRACT

La Ciénega de Zacapu is located in the limits between the Volcanic Pliocene Zone and the Transmexican Volcanic Belt (TVB), its north board is defined by the Villa Jimenez's Fault. Its formation is related to the development of distensive tectonic in tras-arc position, since Upper Pliocene – Pleistocene (3Ma). Its importance consist in the blend of landscapes of high elevations belong to TVB and the lacustrine zone also exhibits evidence of human's settlings since the precolombine era. Because of its location and formation, this area have sedimentary records of exceptional events (volcanic and tectonics) throughout Pleistocene – Holocene.

During this research work, a series of trenches in the SW of the Ciénega de Zacapu, have been open-cast excavated in an area known as Las Lomas with the objective of characterize the lacustrine secuencia. Thanks to this, we obtained a total of 13 litologic columns and we selected the more representative to make the column type. The selected columns were sampled every 10 cm and every relevant change and the samples underwent a granulometric analyses, carbon content (organic and inorganic), mineralogical characterization (XRD, IRE and SEM) and biological analyses (ostracodes communities).

The stratigraphy obtained shows us at least five different stages: from bottom to top, the first one includes clayed layers with a high content of diatoms intercalated with volcanic ash and at least one level with liquefaction features; the second stage comprehends a series of silty layers with sinsedimentary features (ripples), carbonated aggregates and volcanic ash, also contain a great amount of gasteropodesc shells and ostracodes valves; the third stage corresponds to a 1m thick layer of volcanic ash with evidence of slumps; the fourth stage estimate laminated clays interbedded with centimetric layers of volcanic ash, affected by

microfaulting; and the five stage comprehends several silt-clayed layers with high contents of organic matter and bioturbations, exhibit liquefaction features and contains fragments of prehispanic ceramic.

The granulometry results shows a dominance of clays at the first stage, except for the ash layers (sand size), in the following two stages domain silts and sands, and for the last stages, granulometry becomes smaller with dominance of clays and silts; this results suggest low energy deposits, except for the second stage, with slightly higher energy, dominated a combination of clays and silts in varied percentages. The ostracodes identification shows a dominance of species belong to slightly deep habitats an quiet waters, they are restricted to stage two, suggesting a shallow lake, chemically concentrated and alkaline in this time period.

The TOC remains relatively high in 1,4 and 5 stages, and low in 2 and 3 stages; meanwhile TIC remains low in 1, 3 and 5 stages, aumented in 2 and 4 stages. Regarding the mineralogical characterization, the XRD, IRE and SEM results agree in the content of a mixture of mineral phases; the principal mineral species founds are feldspars (especially the group of plagioclases), principally anorthite, andesine – labradorite and in less proportion sanidine; and the sillicium oxide (polymorphic forms of quartz like cristobalite and trydimite); meanwhile as secondary mineral species are iron oxides, like magnetite and maghemita, calcium carbonates, some piroxenos and clayed minerals like montmorillonite, halloysite and metahalloysite.

The microtopography of Las Lomas area, suggest that its origin is related to an earthquake, which wave could have cause a plegament in NNW – SSE direction, which uplift and deformed the lacustrine sequence, creating favorable spaces to the establishment of humans settlements, modifying gradually the morphology of Las Lomas, adding fills and floors. The sedimentary record suggest at least 16 different volcanic episodes in the last 40 000 years, with diverse magnitudes, identified for acid falls deposits; we calculate a mean of one volcanic event every 2 500 years. The most intense episode corresponds to stage 3, to the 11th deposit. on the other hand, the strong deformation of lacustrine sediments, and the presence of liquefaction features, slumps and microfaults in the sedimentary sequences suggest the existence of at least four ancient earthquakes with a magnitude superior to 5 grades, this is the estimate of one earthquake every 10 000 years. Reinforcing the idea that in this zone the sedimentary record is strongly controlled by ancient tectonic as much for recent tectonic activity.

I. INTRODUCCIÓN

La formación y desarrollo del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) creó una franja de altiplanicies volcánicas durante el Cuaternario, las cuales por sus particularidades han sido sometidas a distintos estudios. Las tierras altas volcánicas del centro de México, contienen cuencas lacustres y suelos aluviales fértiles que las vuelven muy atractivas para los asentamientos humanos y explotación agrícola. Por su ubicación cerca del margen norte del cinturón tropical de lluvia de verano, es de esperarse que esta zona sea sensible a cambios climáticos asociados con variaciones en la fuerza y ubicación de sistemas de circulación atmosférica.

Debido a que los lagos ubicados en estas áreas son hidrológicamente cerrados en parte o durante toda su historia, sus sedimentos han logrado retener registros de las variaciones en el nivel del agua, perturbaciones volcánicas y tectónicas, cambios en la estabilidad de las cuencas y vegetación, cambio climático, variación de intensidad de actividad antropogénica y eutrofización de estas zonas. Las investigaciones paleolimnológicas realizadas en las zonas lacustres de la región central del CVTM han permitido analizar su desarrollo y evolución sedimentaria, además han ayudado a comprender la evolución del arco ígneo central mexicano y los procesos que operan en él (Israde et al, 1999).

Dentro de este importante grupo de altiplanicies volcánicas ubicamos nuestro foco de interés: La cuenca de Zacapu, la cual se encuentra ubicada al sur de la cuenca del Lerma, en las coordenadas 19°51'N, 101°40'O a una altitud de 1973 msnm, dentro de la zona de depresiones lacustres del Cinturón Volcánico Transmexicano, en el límite entre la Zona Volcánica Pliocénica al norte y el CVTM *sensu stricto* (Fig. 1). Su formación está relacionada con el desarrollo de tectónica distensiva en posición tras arco, desde el Plioceno superior hasta el Pleistoceno (3 – 1 Ma) (Demant et al, 1992; Gomez – Tuena et al, 2005). Es posible que el origen de la formación de este lago, en ciertos períodos del Cuaternario, fuera un levantamiento relacionado con fallas y producido en las cercanías de Villa Jiménez. Posee un área de 261 km² y fue una

cuenca hidrológicamente cerrada cuya fuente de agua eran algunos arroyos permanentes, la escorrentía superficial estacional y algunos manantiales.



Figura 1. Ubicación de algunas cuencas lacustres en Michoacán.

Esta cuenca posee un piso relleno con sedimentos lacustres y epiclásticos, en ciertas zonas se encuentran además sedimentos aluviales y fluviolacustres; puede dividirse en dos secciones: un área inferior de pantano, ocupando el este y centro de la cuenca, con una altitud entre 1973 - 1978 msnm; y un área levantada al oeste del piso de la cuenca llamada Las Lomas y flujos de lava basálticos llamados Malpaís (Fig. 2). Esta zona se empezó a drenar con fines de labranza en el siglo XIX, el proceso terminó en la década de los sesenta. Actualmente la zona de la ciénega es una llanura uniforme, ligeramente inclinada al norte y aún se conserva un cuerpo de agua llamado Laguna de Zacapu, la cual fue declarada reserva ecológica en 2002.

La zona volcánica que bordea al poniente la laguna de Zacapu comprende algunos de los edificios volcánicos más recientes del estado de Michoacán y alcanzan una elevación de 3365 msnm. El más representativo, el sistema Tres Cerritos – Capáxtiro – Malpaís Prieto se edificó en el límite entre el CVTM y la cadena Pliocénica, subrayado por la falla de Villa Jiménez que forma el margen norte de la depresión de

Zacapu, se ha determinado que este sistema debe de tener menos de 29 000 años de antigüedad (Demant et al, 1992). De acuerdo con la geoquímica, todas las muestras de la región Zacapu se clasifican como andesitas ricas en sílice, de afinidad calci-alkalina.

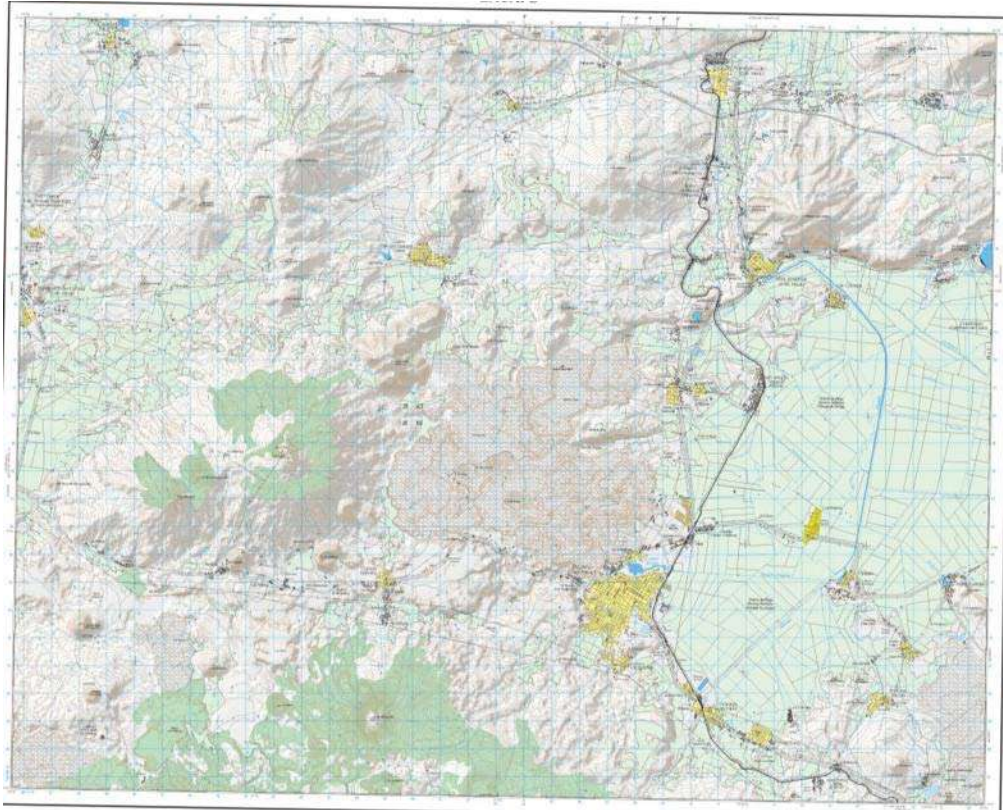


Figura 2. Carta topográfica de Zacapu, Michoacán. Escala 1:50 000. Fuente: INEGI.

El área de Zacapu ha estado poblada desde hace más de 3000 años, es muy conocida y apreciada como un centro ceremonial para el Preclásico y el Postclásico purépecha (1050 – 430 aP) ⁽⁴⁵⁾. De acuerdo con la “*Relación de Michoacán*”, Zacapu fue el primer lugar de asentamiento y desarrollo del Imperio Purépecha, antes de que se fundara Pátzcuaro. La importancia de esta cuenca lacustre radica en que mezcla paisajes de zonas altas provenientes del CVTM y la zona lacustre propiamente, además es un registro valioso de cambio ambiental a largo plazo, pues contiene evidencia de cambio climático y presenta evidencias de asentamientos humanos desde épocas precolombinas. Ya se tiene documentado un registro confiable para

los últimos 9000 años en las secuencias lacustres con base a diatomeas y polen, mediante estudios multiproxies (Ortega et al, 2002). Por esta razón, el presente trabajo intenta utilizar varios indicadores para complementar la reconstrucción ambiental de la cuenca de Zacapu desde los períodos Pleistoceno tardío - Holoceno.

Uno de los proxies o indicadores principales desarrollados en esta investigación caen dentro de la categoría de indicadores biológicos y son conocidos como ostrácodos, para nuestro caso se trata de organismos subfósiles. Los ostrácodos pertenecen al phylum *Arthropoda*, clase *Crustacea*, subclase *Ostracoda*; debido a su caparazón calcificado presentan un excelente registro fósil, mejor que el de cualquier otro artrópodo; el número de especies vivas y fósiles conocidas es de 33 000. (Horne et al, 2002; Tressler, 1959) y están abundantemente representados en sedimentos desde el Ordovícico (Holmes, 2003). Los ostrácodos fósiles se han usado por paleontólogos como índices estratigráficos y ambientales, con aplicaciones importantes en la exploración de gas y petróleo y son excelentes sujetos para estudios de evolución. El grupo se generó en los océanos, la primera invasión importante a ambientes no marinos se presentó en el Carbonífero temprano, aunque los primeros ostrácodos dulceacuícolas pueden ser más viejos (Holmes, 2003). Los ostrácodos de agua dulce suelen ser más uniformes y menos ornamentados que los marinos. Su presencia o ausencia en un hábitat puede estar controlada por la salinidad, composición de solutos, oxígeno disuelto, pH, profundidad del agua y disponibilidad de alimento.

Hoy en día, los estudios estratigráficos y geoquímicos en las secuencias lacustres son de suma importancia para entender el pasado geológico de los antiguos sistemas lacustres a nivel global. Por ello, es importante poder realizar estudios de su paleobiota y de sus paleoambientes, mediante estudios multidisciplinarios bien detallados y completos que nos permitan comprender mejor el comportamiento histórico de una cuenca, así como conocer los eventos que han dejado su huella en ella (Rodríguez Pascua, et al 2004).

II. JUSTIFICACIÓN

Actualmente se encuentra bien establecido que los registros en sedimentos lacustres pueden documentar la evolución de la cuenca y permiten inferir cambios ambientales o climáticos. En el caso de la zona lacustre de Zacapu donde coexistieron procesos volcánicos y tectónicos que labraron el paisaje y además hubo un desarrollo importante de la cultura purépecha, antes y después de la llegada de los españoles, podemos inferir que sus sedimentos poseen un registro valioso de cambio ambiental a largo plazo, además de evidencia de cambio climático e impacto humano. Esta región sólo cuenta con estudios aislados, relativamente separados en el tiempo y la cantidad de investigaciones con enfoque multidisciplinario publicadas son relativamente pocas (Demant et al, 1992; Petrequin, 1994; Arnauld et al, 1997; Ortega et al, 2002; entre otros).

III. HIPÓTESIS

Por su ubicación y formación, las secuencias lacustres de la ciénega de Zacapu han registrado los eventos ocurridos en la cuenca y en la región durante el Pleistoceno – Holoceno, quizá contengan una de las secuencias más largas de la región y con registro de ocupación humana. El estudio detallado de dichas secuencias permitirá inferir la dinámica de los eventos climáticos y eventos geológicos volcánicos y tectónicos en la región durante el Cuaternario.

IV. OBJETIVO GENERAL

- Comprender la respuesta de la cuenca de Zacapu ante eventos geológicos excepcionales (volcánicos/tectónicos), a través del estudio de sus sedimentos.

OBJETIVOS PARTICULARES

- Establecer la columna estratigráfica tipo de la ciénega de Zacapu.
- Entender la formación de las Lomas N-S que afectan a las secuencias cuaternarias.
- Caracterizar granulométrica y mineralógicamente los estratos de la columna de la ciénega de Zacapu.
- Caracterizar facies a través de las especies de ostrácodos presentes.

V. ANTECEDENTES

Para las cuencas lacustres del centro de México existen actualmente registros muy completos de variaciones geológicas, climáticas e inclusive sobre el desarrollo demográfico y cultural de estas áreas, especialmente para los últimos 4000 años. El grupo de cuencas lacustres: Lago de Yuriria y Hoya de San Nicolás Parangueo, en Guanajuato y Lago de Cuitzeo, Lago de Pátzcuaro, Lago de Zirahuén y Laguna de Zacapu, en Michoacán, aparte de las cuencas existentes en el Valle de México, forman una serie de secuencias sedimentarias estudiadas con cierto detalle, comparadas y relacionadas entre sí por varios autores. Por ejemplo, estudios con ictiofauna han relacionado las cuencas de Zacapu, Zirahuén, Pátzcuaro y Cuitzeo, a través de una corriente hipotética de riachuelos de montaña asociados al río Lerma y que corrían desde Uruapan, luego estas cuencas fueron aisladas por interposición de barreras geológicas (Álvarez, 1972).

Además estas cuencas yacen cerca de la frontera árida de Mesoamérica, siendo vulnerables a episodios prolongados de sequía asociados con déficit en las lluvias de verano y puesto que existe una compleja relación entre clima, ocupación humana y degradación de la tierra en estas regiones, se determinó que: en episodios de abundantes precipitaciones se establecían o intensificaban los asentamientos y el aumento en la presión de población resultaba en deforestación y erosión del suelo (O'Hara et al, 1993; Fisher et al, 2003). En ausencia de disturbio antropogénico excesivo, las cuencas se estabilizan al incrementarse la precipitación. Sin embargo, con climas secos la erosión del suelo se intensifica al perder la cobertura vegetal, al continuar la sequía la tierra es abandonada y la estabilidad se restaura.

En los estudios sobre la sensibilidad a la variación climática y las alteraciones antropogénicas, Metcalfe con la colaboración de otros investigadores han reunido gran cantidad de información sobre estas zonas. En una investigación de 1989, encontraron que las cuencas de Pátzcuaro, Parangueo, Zacapu y el Alto Lerma muestran una fase de perturbación entre 3500 y 1400 aP, producida por la adopción

del cultivo del maíz desde el Preclásico temprano; y otra fase posterior, más intensa dada del Clásico tardío al Posclásico, sólo se registró en Parangueo, Yuriria, Zacapu y Pátzcuaro. La perturbación en la cuenca del Alto Lerma fue más extensiva y terminó en el Posclásico temprano (700 aP). Concluyeron que la extensión y temporalidad del impacto humano en el medio ambiente no son claros, pero se asocian con el surgimiento y colapso de los grupos culturales: los tarascos en Michoacán y Guanajuato y los matlatzincas en el Estado de México. Para el Holoceno, el registro de cambios antropogénicos está oculto por los efectos del cambio climático y se confunde con ellos.

Para el estudio realizado en 1994, donde se abordan las cuencas del lago de Yuriria, lago de Pátzcuaro y laguna de Zacapu, encontraron que la sensibilidad climática se incrementa hacia el norte, es decir, la Piscina de Yuriria parece ser la más sensible a los cambios climáticos; el período de sequía que más afectó a este lago ocurrió entre los años 1570 y 900 aP, coincidiendo con una migración de la población. Mientras que el registro de Zacapu indicó variaciones ambientales menores en el Holoceno Tardío, excepto cerca del año 1100 aP, la sequía también se registró aquí y la eutrofización¹ antropogénica fue muy clara para los últimos 1000 años. Por último, el lago de Pátzcuaro fue similar al de Yuriria, se registró un primer período de alteración asociado con la propagación del cultivo de maíz en 3500 aP y un segundo episodio de degradación en el año 2500 aP, ambos interrumpidos por el comienzo de condiciones más secas en el año 1300 aP. Concluyeron que hubo alteraciones importantes antes de la llegada de los españoles a México y que la erosión acelerada comenzó por el impacto de los habitantes del Preclásico y Clásico.

Israde (1999) realizó un estudio titulado “Lagos volcánicos y tectónicos de Michoacán” sobre las diferentes cuencas lacustres actuales en nuestro Estado, a las que clasifica en tres grupos:

¹ Cambios físicos, químicos y biológicos que ocurren en un cuerpo de agua superficial debido al enriquecimiento excesivo de materia orgánica, fosfatos y nitratos, cuyo efecto es el crecimiento desmesurado de algas y bacterias, con el posterior agotamiento del oxígeno disuelto y la muerte de organismos aeróbicos.

- I. Las involucradas en estructuras tectónicas: Depresiones lacustres y fluviolacustres del graben de Chapala-Cuitzeo (Ciénega de Chapala, Jiquilpan, Zamora, Zacapu, Cuitzeo, Acámbaro -Maravatío).
- II. Las fluviolacustres de la depresión del Balsas.
- III. Las de origen más volcánico.

Dentro de este mismo estudio se definen los Marcos Geológicos Regionales de las Cuencas Lacustres del Mioceno-Plioceno en las cuales podemos encontrar la Cuenca de Chapala y la Cuenca de Cuitzeo. Y las Cuencas Lacustres del Plioceno-Pleistoceno, dentro de las cuales se inserta la Cuenca de Zacapu y los lagos de Pátzcuaro y Zirahuén.

Debido a que varios autores han relacionado y comparado a la cuenca lacustre de Zacapu con otras cuencas en Michoacán y Guanajuato, cuyo origen, ubicación, evolución e historia antropológica es muy similar; a continuación presentamos algunos de los estudios más importantes para estas regiones.

V.1. Lago de Yuriria, Guanajuato.

Es un cráter de explosión pequeño tipo maar, fechado por K – Ar de 11.9 a 2.4 millones de años, que alberga un lago alcalino rico en Na – CO₃ – Cl, el cual se alimenta por arroyos y corrientes superficiales; alrededor del lago se encuentran algunos manantiales casi todos secos. El valle es pequeño (0.75 km²), topográficamente cerrado y con una altitud de 1740 msnm, el clima es subhúmedo/semiárido, con precipitación media anual de 600 – 800 mm. La vegetación actual consiste en arbustos espinosos subtropicales en zonas bajas y bosques de encino dispersos sobre los 2000 msnm. El nombre purépecha de Yuriria se traduce como *Lago de Sangre* y Fray Matías de Escobar en 1729 atribuyó el color rojo del lago a los escurrimientos de tierra de la cuenca. Se desecó progresivamente entre 1985 y 1987, para 1989 el fondo del lago estaba seco; de acuerdo con Metcalfe y colaboradores (1994) los cambios en el nivel del lago pueden asociarse con la

disminución del manto regional de agua subterránea debido a la extracción de agua para irrigación de los terrenos sembrados en la pared interior del cráter. La desecación impactó en la explotación del lago, usado para recreación y recolección de moscos. De acuerdo con Butzer y colaboradores (1993), el lago de Yuriria abarca planicies alcalinas que presentan evidencia de degradación desde 1590 y evidencia de cambio ambiental asociado a la colonización española; la agricultura se estableció desde el Posclásico Temprano (siglo XI) y su nivel de agua fluctúa ampliamente conectado al Río Grande.

En 1981, se obtuvo un núcleo de 4 m que abarca un período de 4100 ± 200 BP a 570 ± 80 BP, conteniendo sedimentos diatomáceos gyttja² con un porcentaje de carbonato <30%. Los altos niveles de Al, Fe, Ti y susceptibilidad magnética reflejaron sedimento alóctono que entró al lago por captación. Los intervalos donde el Ca y Mg fueron más abundantes reflejaron estabilidad en la captación de la cuenca, con producción dominante de sedimento autóctono. Se identificaron tres períodos donde el clima era más seco que la actualidad, siendo el más reciente el más severo, además de cuatro períodos de erosión acelerada en los años >4100 aP, 3320 – 2840 aP, 2540 - 900 aP (Preclásico) y <900 aP (Posclásico), algunos por cambios climáticos, pero el más severo fue asociado con alteraciones antropogénicas durante el período Posclásico de la ocupación purépecha.

Determinaron grupos de diatomeas e identificaron ocho zonas, unas dominadas por grupos de plancton de lagos poco profundos caracterizados por especies epifíticas³, bien mezclados, con alcalinidad alta y composición Na – CO₃; alternadas con zonas dominadas por especies bénticas, de alcalinidades muy altas y de aguas ricas en Cl, indicando un lago menos profundo y más concentrado; en la zona II se reflejó la desecación del lago hasta convertirse en un pantano salino rico en Cl, seguida por un regreso a aguas abiertas, con condiciones más diluidas (CO₃ > Cl). Se concluyó que

² Sedimento de granulometría fina, rico en materia orgánica, depositado en estanques y lagos eutróficos; puede derivar de organismos planctónicos o restos de plantas, cuya alteración se realiza en condiciones oxidantes.

³ Que crece sobre una planta, usándola como soporte o sustrato.

las alteraciones en la captación se debieron al aumento en la precipitación y erosión, con la posibilidad de influencia de actividad antropogénica temprana (introducción del maíz), además se estableció que el lago fue eutrófico⁴ durante todo el período registrado, pero con un enriquecimiento en los últimos 500 años (Metcalf et al, 1989).

Nuevamente, Metcalfe y colaboradores en 1994 extrajeron 2 núcleos (4 y 14 m) en la piscina de Yuriria, con el propósito de realizar análisis de cationes, P total, ratios C/N, isótopos estables, carbonatos, susceptibilidad magnética, diatomeas y polen y encontraron registradas 4 fases de disturbio: la primera en 4250 aP, es atribuida a condiciones climáticas secas; la segunda (3000 aP) fue generada por el impacto de los primeros cultivos de maíz en el Preclásico Temprano, además la presencia de elementos típicos de suelos volcánicos tropicales (Fe, Al, Ti, P) indican un clima húmedo. La tercera fase se dió en el Clásico (2550 aP) y se caracterizó por un aumento en la acumulación de sedimentos e indicios de sequía. La cuarta y última fase comenzó en el Posclásico (800 aP) y se trata de una fase compleja de erosión del suelo indicando un clima más húmedo con dos episodios menores de sequía. Se encontraron dos asociaciones de diatomeas principales alternando en el núcleo. El primero dominado por *Nitzchia* y *Navicula* y el segundo dominado por especies bénticas de aguas muy salinas, alcalinas y con alto contenido de Cl, indicando un lago más somero y químicamente más concentrado. Concluyeron que el cambio de la primera asociación a la segunda refleja el aumento en la aridez y concentración evaporativa.

V.2. Hoya San Nicolás de Parangueo, Guanajuato.

Es un cráter también de tipo maar, ubicado al sur de un grupo de cráteres en Valle de Santiago, Guanajuato alineados en dirección NNO - SSE. Posee un diámetro de

⁴ Un lago eutrófico es aquel que presenta un aporte grande o excesivo de nutrientes vegetales, sobre todo nitratos y fosfatos, que provoca aumento de fitoplancton.

2km y una altitud de 1700 msnm. Actualmente, su vegetación dominante son matorrales espinosos en las zonas bajas y bosques de encino en zonas altas. Se desecó alrededor de 1979, este evento no está ligado directamente a una sequía climática. En el Posclásico sostenía muchas comunidades ganaderas, representando la frontera norte del imperio purépecha (Metcalf et al, 1994).

En 1989, Metcalfe y colaboradores obtuvieron un núcleo de sedimentos orgánicos abarcando un período de 10710 ± 410 aP a 280 ± 75 aP. El registro polínico mostró cambios climáticos en el límite Pleistoceno y Holoceno, una expansión y contracción del bosque de pino entre 7000 y 3000 aP y posterior aumento de gramíneas y Chenopodiaceas – Amaranthaceas; mientras que la susceptibilidad magnética exhibió proporciones altas de C/N, debido a la introducción de materia orgánica alóctona; el aumento del porcentaje de carbón y elementos detríticos (Al, K, P) indicó perturbaciones en la captación, relacionados con el flujo de sedimentos y nutrientes de derivación terrígena, o disturbios antropogénicos (tala y quema). En la parte superior del núcleo, los análisis químicos mostraron un aumento en Al, Fe, P, Mg, Mn, N, C y susceptibilidad magnética y luego disminuyeron; el aumento de susceptibilidad magnética y nitrógeno reflejaron la eutrofización cultural del lago, seguido del reajuste de la cuenca hacia el equilibrio. Concluyeron que este sitio registró dos períodos de perturbación antropogénica (3000 a 1700 aP y 2850 a 500 aP), separados por un período de recuperación del ambiente.

En 1994, Metcalfe y colaboradores obtuvieron un núcleo de 5.85 m, cuya base fue fechada en el período de 10710 ± 410 aP y su cima alcanza los 280 ± 75 aP; este registró una primera fase de erosión después de 3210 ± 120 aP, indicada por disminución del polen de pino (de más de 70 a 20%) y aumento de los valores de encino y pastos, así como picos en Al, Fe y P y carbón; esta fase termina alrededor de 2350 aP. Posteriormente, registró un aumento en la estabilidad indicado por la recuperación del polen de pino. Durante el período Clásico se registró otro disturbio, indicado por valores bajos de pino y picos en susceptibilidad magnética, Al y Fe. La parte superior del núcleo exhibió una reducción de entradas de suelo erosionado, por

reducción en la presión de la población y/o clima más húmedo, probablemente iniciada en el Posclásico. La escasa preservación de las valvas no permitió el análisis del registro de diatomeas.

En 2010, Park y colaboradores realizaron un estudio en las Hoyas de San Nicolás y Rincón de Parangueo. En San Nicolás obtuvieron un núcleo cuya base fue fechada en 11 600 años aP y lo sometieron a análisis de polen, susceptibilidad magnética y química de sedimentos. Sus resultados sugirieron que el lago se desecó varias veces en el transcurso del Holoceno. Inferieron que de 11 600 a 9000 aP (Holoceno Temprano), el clima osciló de seco a húmedo; posteriormente, de 5700 a 3800 aP (Holoceno Medio) el clima se volvió más seco y de 3800 a 2200 aP (Holoceno Tardío) las condiciones retornaron a más húmedas. Registraron un aumento en la actividad humana durante el Holoceno Tardío, lo cual dificultó la interpretación del registro climático; las actividades agrícolas comenzaron alrededor de 5700 aP y se intensificaron hacia 2400 aP.

V.3. Lago de Cuitzeo, Michoacán

De acuerdo con Butzer y colaboradores (1993), el basamento de roca volcánica básica hace que las aguas del lago de Cuitzeo están cercanas a la saturación de bicarbonatos de sodio y calcio; sin embargo, el alto nivel de alcalinidad que presenta el lago implica pérdida evaporativa de agua y puede preceder un flujo regular al lago Yuriria episódicamente, en años con lluvias inusualmente fuertes. Por otro lado, la condición de la vegetación sugiere degradación a largo plazo y puede ser atribuida a los españoles.

Israde y Garduño en 1999 estudiaron las secuencias lacustres y lacustre – aluviales del Mioceno Tardío – Cuaternario depositadas en la subcuenca Charo, al sur de la cuenca de Cuitzeo, las cuales están controladas por fallamiento. La secuencia presenta depósitos piroclásticos y epiclásticos indicando actividad volcánica intensa.

Además registran cuatro estados evolutivos relacionados con eventos tectónicos y volcánicos específicos, cambiando la morfometría de la cuenca y el paleodrenaje. El primer estado fue en el Mioceno Tardío y generó pequeños estanques someros orientados NE – SO debido a fallas laterales deslizadas en la misma dirección. El segundo estado (Plioceno temprano) se caracterizó por la formación de cuencas en dirección NE – SO por reactivación extensiva de las fallas, el lacustre de Charo se convirtió en un lago tropical más profundo y largo; el registro de diatomeas y plancton indicó un clima más húmedo. El tercer estado (Cuaternario) se relaciona al basculamiento de bloques, cambiando y restringiendo el lago de Cuitzeo a su forma actual. Finalmente, en el cuarto estado, los cuerpos menores dejados por del tercer estado, fueron llenados y cubiertos por depósitos de caída aérea de composición ácida.

V.4. Lago de Pátzcuaro, Michoacán

Es un lago eutrófico, con bajo contenido de nitratos; el fósforo, la clorofila a y los sólidos suspendidos varían siendo bajos en el sur y aumentan al norte; los valores de sílice son bajos (<11 mg/l), su pH va de 9 a 9.7 y es de composición Na > Mg – CO₃/HCO₃ (Metcalf et al, 1994). La cuenca abarca un área de 927 km² y el lago 126 km², la vegetación es secundaria, con remanentes de bosque de pino – encino.

Watts y Bradbury en su estudio palinológico de 1982 caracterizaron la abundancia de flora y el porcentaje de polen en los sedimentos de este lago; obtuvieron una columna estratigráfica fechada en 44 000 años aP y detectaron al menos 9 episodios de ceniza volcánica. Mencionan 2 fases de elevado contenido de carbono vegetal en la unidades coluviales en una sección al NO del lago, la primera probablemente iniciada por el cultivo del maíz alrededor del 3500 aP. y la segunda iniciada en el Postclásico y culminando con el uso expansivo del arado y la implantación de actividades pecuarias a finales de los siglos XVI y XVII. Sus resultados sugieren que

la actividad agrícola actual alteró las características del lago, resultando en aguas cenagosas y aumento del contenido de materia orgánica.

Un año después, Bradbury y colaboradores (1983), extrajeron un núcleo de los 3 m más superficiales de sedimentos lacustres, a fin de determinar la paleolimnología y el desarrollo de la agricultura en Pátzcuaro. Los resultados indicaron el inicio del cultivo del maíz en 3500 aP. Observaron que el nivel del lago descendió en varias ocasiones en los últimos 5000 años, disminuyendo bruscamente hace 3600 años, cuando su tirante bajó en relación con el nivel actual. Concluyeron que en los últimos 3000 años se registraron dos episodios de erosión intensa y eutrofización en el Lago, posiblemente por efecto de la intensa actividad agrícola.

De acuerdo con Street – Perrott y colaboradores (1989) la cuenca del Lago de Pátzcuaro sufrió al menos dos episodios de intensa degradación medioambiental, durante los períodos del Preclásico y el Posclásico Tardío – Hispánico. El primero fue generado por la introducción del cultivo del maíz hace alrededor de 3000 – 3500 años. La segunda fase de erosión, más intensa, fue el resultado de la disminución de los bosques para la agricultura, pastoreo y extracción de madera después de la conquista. Durante ambos episodios, la quema de los bosques de Pino provocó una erosión catastrófica del suelo debido a la pérdida de cobertura.

Metcalf y colaboradores en un estudio en 1989 obtuvieron un núcleo de sedimentos coluviales el cual dividieron en dos unidades: la inferior de limo arenoso y arcilloso, con carbón disperso y gasterópodos pulmonados indicando aguas estancadas, fechada en 2300 ± 60 aP y mostró una primera fase de erosión acelerada. La unidad superior consistió en lenticulas delgadas de carbón, limo y limo/arcilla con grava, intercalado con capas de piedrecillas del tamaño de arenas, fechada desde tiempos modernos hasta 270 ± 90 aP (período Tarasco Tardío) y correspondió a una fase de erosión muy intensa debida a tala de bosques, pastoreo excesivo y uso del arado. Encontraron un registro temprano del maíz a 3500 aP, época desde la cual el lago se fue rellenando con material del suelo erosionado (charanda), lo cual aumentó el

polen de plantas acuáticas sumergidas y elevó la productividad del lago. El registro de diatomeas indicó un aumento en el contenido orgánico en el Holoceno Tardío y fuerte eutrofización durante los últimos 900 años.

En 1994, nuevamente Metcalfe y colaboradores dividieron la cuenca para su estudio y encontraron que:

- Sur del valle: los sedimentos fueron gyttja orgánica, con presencia de ostrácodos, cieno y arcillas, obtuvieron tres fechas abarcando un período de 3640 ± 70 aP a 1190 ± 70 aP, mostraron que la velocidad de acumulación de sedimento aumentó de 3.4 cm/100 años entre 2650 y 1190 aP a 6.6 cm/100 años en los últimos 1190 años; encontraron picos de CaCO_3 en las capas con ostrácodos y altos de susceptibilidad magnética en los depósitos de arcilla. Identificaron tres fases de alteración: una en el año 3600 aP, donde se redujo la materia orgánica, el CaCO_3 y el tamaño de las partículas; luego en 2650 aP, que fue un período de erosión más severo, presenta una capa de ostrácodos y los sedimentos indicaron poca entrada de material al lago; el último en 1000 aP y ha permanecido constante hasta el presente.
- Centro del valle: los sedimentos fueron gyttja orgánica, con ostrácodos, cieno y arcilla. Los valores de susceptibilidad magnética fueron bajos, indicando poca entrada de sedimento; arriba de la fecha 3640 ± 80 aP un pico en susceptibilidad magnética indicó una alteración menor coincidente con la aparición del maíz, reflejando agricultura sedentaria. El segundo período erosivo comenzó en 2500 aP. El ingreso de sedimento continuó hasta el presente desde hace 1000 años. El registro de diatomeas indicó turbidez en el lago y eutrofización en los últimos 900 años.
- Norte del valle: los sedimentos presentaron dos capas de ostrácodos fechadas en 2530 ± 60 aP y 880 ± 60 aP, alternadas con arcillas. Registraron un aumento en la velocidad de sedimentación de 4.4 cm/ 100 años a 16.6 cm/100

años. El contenido de materia orgánica fue bajo y el tamaño de las partículas fue menor a 3μ , resultado del lavado de las pendientes del valle; el contenido de carbonato fue variable. La disminución de la susceptibilidad magnética coincidió con las capas de ostrácodos.

Encontraron dos picos de carbonatos correlacionables a lo largo del valle; las capas de ostrácodos fueron la señal climática principal en el registro, reflejando condiciones más secas. La susceptibilidad magnética indicó la historia de la erosión, mostrando tres fases: la primera registrada sólo al sur, ocurrió en 3500 aP; luego un episodio importante de erosión en todo el valle, en 2500 aP, interrumpido por una sequía en 1300 aP que depositó carbonatos. Los grandes depósitos de sedimentos terminaron en 1000 aP, con erosión acelerada en todo el valle, el material intemperizado se depositó y fue reemplazado por sedimentos no intemperizados. En este período, el lago se fue eutrofizando más. Las dos fases más recientes fueron continuas, la reducción en escurrimientos en las épocas de secas, disminuyó la entrada de sedimentos. El último pico de alteración lo explican por la alta densidad poblacional antes de la llegada de los españoles.

En 1993, O'Hara y colaboradores realizaron una investigación en los sedimentos de Pátzcuaro para estimar cuantitativamente las variaciones en la erosión del suelo en el centro de México desde 4000 años BP. Evaluaron 20 núcleos de sedimentos y 64 perfiles de coluvión, definiendo los sedimentos del lago como gyttja calcárea orgánica, limos ricos en ostrácodos y arcillas. Identificaron 6 unidades litológicas y tres períodos de erosión acelerada: el primero coincidió con la primera aparición del polen de maíz, el segundo fue el más intenso se dió entre 2530 y 1190 años aP y el tercero fechado en el Posclásico (850 aP). Concluyeron que los índices de erosión durante el Preclásico/Clásico Temprano (2500-1200 años aP) y el Posclásico Tardío (850-350 años aP) fueron tan altos como los posteriores a la conquista española; aparentemente la erosión del suelo causada por introducción de métodos agrícolas españoles fue igual que la asociada con métodos de agricultura tradicionales.

De acuerdo con O'Hara y Metcalfe (1995), las fluctuaciones en el nivel del lago de Pátzcuaro han seguido la tendencia del cambio climático en la cuenca de México, disminuyendo durante períodos de sequía y elevándose en períodos más húmedos. Sugieren que el lago responde rápidamente a las fluctuaciones del clima. Señalan los niveles históricos para el lago: un nivel estable en el período inmediato a la Conquista; después de 1620 se dió un pequeño descenso en el nivel, alcanzando su punto más bajo en 1750, correspondiendo a una sequía severa generalizada en el centro de México, posiblemente asociada con la pequeña edad de hielo. Entre 1755 y 1765, se incrementó en el nivel del lago, coincidiendo con una serie de años muy húmedos. Y después de 1765 y hasta 1850, disminuye el nivel como consecuencia directa de las intensas condiciones de sequía en la región durante esta época.

Arias (1998) estudiando las diatomeas contenidas en los sedimentos lacustres del margen meridional del Lago de Pátzcuaro como indicadores del ambiente antiguo, concluyó que el lago presentó períodos de profundidad y de aguas someras, asociando este último período de bajos niveles lacustres con niveles erosivos. Observó también una gran actividad volcánica durante el transcurso del Pleistoceno Superior – Holoceno.

Endfield y colaboradores en 1999, analizaron los archivos existentes sobre degradación ambiental de las tierras altas del centro de México atribuida al cambio colonial del uso de suelo, específicamente la introducción de ganado y el uso de arados. Debido a que Pátzcuaro representaba el corazón político y administrativo del Imperio Purépecha, las referencias a degradación ambiental se vuelven más numerosas en 1700. Concluyeron que la deforestación fue inducida por ganadería y agricultura en el primer siglo después de la Conquista y en los siglos XVII y XVIII, y que el colapso demográfico indígena después de la Conquista llevó al abandono de tierra y la desintensificación del uso de suelo. Por lo tanto, el grado de degradación dependía de la historia e intensidad del uso de suelo en los períodos Pre y Post Hispánicos y el ambiente natural dentro del cual la explotación tomó lugar.

Fisher y colaboradores (2003) demostraron que los habitantes prehispánicos de la cuenca del Lago de Pátzcuaro fueron capaces de mantener la estabilidad medioambiental por siglos, pero al mismo tiempo crearon un paisaje susceptible a un riesgo imprevisto ya que sus métodos de cultivo eran a través de terrazas, lo que permitiría una rápida erosión durante un colapso poblacional y abandono. Identificó cinco unidades litoestratigráficas con facies emergentes, pantanosas y de aguas profundas. Concluyó que los centros de población, no la agricultura, iniciaron la degradación de la tierra; que los episodios de erosión de 120 – 775 y 1520 – 1960, ocurrieron con una baja densidad poblacional en la cuenca, pero la estabilidad del paisaje de 776 – 1520 fue mantenida durante un período de crecimiento poblacional, urbanismo y aumento de la modificación ambiental; relacionaron la degradación actual con la primera fase de erosión en el período Hispánico Temprano. La inestabilidad del paisaje fue causada por el abandono de tierras y se incrementó al introducir métodos agrícolas europeos además de la elevada precipitación registrada en ese período.

Bischoff y colaboradores (2004) estudiando los manantiales del borde sur del lago de Pátzcuaro encontraron que la composición de dichos manantiales era consistente con el intemperismo químico de las rocas basálticas; durante la evaporación el calcio y el magnesio son precipitados como carbonatos, debido a esto los contenidos de calcita y la aragonita en el agua están cercanos a la saturación. Además asociaron el elevado contenido de carbonato de calcio en los 2 m superiores de los sedimentos de esta área observado por O'Hara (1993) y Fisher (2003) al aumento del flujo de calcio al lago producido por el incremento del intemperismo químico de suelos basálticos debido a la agricultura.

En 2004, Rodríguez Pascua y colaboradores desarrollaron una investigación paleosismológica en la Isla de Jarácuaro, al sur del Lago de Pátzcuaro y encontraron dos de las primeras posibles señales humanas de fallas activas que fueron indicadas por la colocación de grandes bloques de basalto. Los resultados indicaron la presencia de fallas con actividad importante y rupturas superficiales generadas por

estos sucesos. Concluyeron que en los últimos 20 000 años hubo un período de intensa actividad sísmica en la cuenca de Pátzcuaro, registrando al menos 7 sismos de magnitud mayor a 5.

V.5. Lago de Zirahuén, Michoacán

El lago de Zirahuén es ligeramente alcalino; su composición química se relaciona a la geología volcánica de la región; es un lago cálido monomíctico⁵ con estratificación termal entre abril y octubre, oligotrófico con una tendencia ligera a la eutrofización durante los últimos 15 años. Su profundidad máxima es 42.3 m. Entre 1987 y 1996 el nitrógeno inorgánico total y fósforo total aumentaron a 45 y 36% respectivamente y la transparencia del lago disminuyó un 50% a los 3 m. De acuerdo con la *Relación de Michoacán*, la zona estaba reservada para propósitos ceremoniales y recreacionales por la nobleza purépecha. Hasta el siglo XVIII aumentaron los asentamientos españoles y explotación de la cuenca, cuando se establecieron varias haciendas de maíz (Endfield et al, 1999).

Para el 2004, Davies y colaboradores analizaron dos núcleos formados por sedimentos gyttja fina café grisácea con secciones orgánicas y sedimentos limosos oxidados; encontraron dos niveles de tefras negras y gruesas, la superior producida por el Paricutín y la inferior por la erupción del Jorullo; y una tercera tefra de composición andesita-dacítica altamente vesicular, probablemente producida por un estratovolcán. Los núcleos cubren una edad de 950 – 750 aP. El perfil de susceptibilidad magnética registró dos picos indicando períodos de erosión, poco después de las tefras. El registro de diatomeas marcó condiciones climáticas más secas alrededor de 900 – 700 aP, sugiriendo erosión de la cuenca hasta 400 aP, con mínimo impacto antropogénico. De 400 a 250 aP la erosión del suelo bajó y hubo estabilidad, pues la disminución en la población indígena permitió la recuperación de

⁵ Clasificación aplicada a lagos cuyas aguas se mezclan una vez al año, debido a variaciones de temperatura; de modo homogéneo en perfil vertical, sin gradiente de densidad.

la vegetación en las pendientes de la cuenca. A mediados del s. XVIII, las diatomeas indicaron erosión relacionada al aumento de asentamientos españoles. En los últimos 20 años el lago comenzó a eutrofizarse por la intensificación de la agricultura y turismo. Concluyeron que el lago ha respondido rápidamente a la intensificación del uso de suelo y se deteriora si las prácticas de manejo no son adecuadas.

V.6. Laguna de Zacapu, Michoacán

En 1988, Metcalfe realizó un estudio en la laguna de Zacapu y sitios asociados señalando que el registro de diatomeas pudo ser más afectado por la influencia antropogénica que por la química total del agua, reduciendo el valor de las muestras de diatomeas modernas colectadas para proveer análogos para la interpretación de material pre-disturbio. Concluyó que en un área densamente poblada, con alto grado de disturbio antropogénico es poco probable que las asociaciones modernas de diatomeas provean análogos válidos para material pre-disturbio.

En 1989, Metcalfe y colaboradores obtuvieron un núcleo de gyttja diatomácea suave, fechado en 4000 años, en la parte superior el aumento de P, Al y susceptibilidad magnética indicó flujo de material clástico alóctono por erosión; encontraron aumento de Ca debido a silicatos no intemperizados o precipitación de CaCO_3 en el lago. La química de sedimentos y susceptibilidad magnética reflejaron un cuerpo de agua somero y químicamente concentrado, así como mayor aporte de material alóctono; las diatomeas indicaron eutrofización cultural. Mencionan que el grupo del CEMCA encontró evidencias del abandono de varias aldeas cerca de Zacapu por los purépechas, en el siglo XIII, como resultado de la catastrófica erosión del suelo.

Para 1994, nuevamente Metcalfe y colaboradores, obtuvieron un núcleo de 14.3 m en la laguna de sedimentos tipo gyttja de diatomeas, con poco desarrollo estratigráfico y alta velocidad de sedimentación, mostrando restos de plantas y raíces; este núcleo abarcó un intervalo de 3800 ± 120 aP a 1190 ± 150 aP. En la

parte superior del núcleo encontraron altos niveles de Na, Al, Fe y susceptibilidad magnética, polen de gramíneas y bajo contenido de carbonato (5 a 7%), reflejando entrada de material alóctono, erosión acelerada e impacto humano. El registro de diatomeas fue complejo, para el año 2230 aP indican un lago profundo y frío, que perdió profundidad rápidamente. El nivel más bajo del lago se registró en 960 aP, ubicando el período de sequía en el Clásico Tardío o Postclásico Temprano; las diatomeas indicaron eutrofización y los sedimentos aumento en la erosión de las pendientes del valle. Estos factores indicaron una fase en la alteración de la captación y enriquecimiento del lago en los períodos Postclásico y Posthispanico. Concluyeron que el único registro importante del clima en el Holoceno Tardío fue un período seco en el Clásico Tardío, alrededor de 1100 aP.

Metcalf realizó en los noventa otra investigación y un resumen de sus estudios en la cuenca de Zacapu, sobre todo en las diatomitas expuestas al Suroeste. Obtuvo una edad del registro sedimentario entre 28 000 y 1100 aP, en un registro discontinuo. No logró identificar la fuente de las cenizas presentes, pero la edad de la capa a 10 cm sobre estas la estableció en 7300 ± 80 aP. Sus principales resultados fueron:

- Diatomeas: El registro indicó un lago profundo en la cuenca antes de 28 000 aP, con el nivel de agua 16 m arriba de la laguna actual; posteriormente, se registraron condiciones someras entre 28 000 y 24 000 aP; para el Holoceno, los pantanos y estanques cubrieron la cuenca; no se registró evidencia de lago profundo en los últimos 8 000 años. Los análisis también indicaron eutrofización y fluctuaciones en alcalinidad, turbidez y temperatura del lago. Sin embargo, no parecen registrar la desecación en la ciénega de Zacapu.
- Análisis de lípidos: indicó que los sedimentos contenían material algal o bacteriano posiblemente debido a procesos diagenéticos en los sedimentos más viejos. Se registra presencia de Na – Cl debido a gran concentración evaporítica indicando una cuenca hidrológicamente cerrada.

- Susceptibilidad magnética: Na, Al, Fe y V en altos niveles indican el ingreso de material clástico alóctono, probablemente por erosión acelerada de las pendientes de la cuenca.
- Análisis químicos: el aumento de P total sugiere disturbios ambientales, el aumento de calcio indica silicatos sin alterar o aumento en la precipitación de CaCO₃ endogénico asociado a aumento en los porcentajes de diatomeas. El contenido de carbono orgánico es bajo (1 – 3.6%).
- Polen: los registros sugieren un período seco o tala selectiva, con indicadores de disturbio antropogénico.
- Estratigrafía poco desarrollada, con un índice de sedimentación muy rápido. Se observan capas deformadas en la zona de Lomas, cuya causa puede ser por salida de agua o tectonismo.

Metcalfé concluyó que los cambios en la cuenca de Zacapu en el Holoceno han sido menores, pero que los períodos de aguas profundas no logran unir el lago con la ciénega (las Lomas) en un sólo cuerpo de agua. Además existieron cambios dramáticos, sobre todo tectónicos, en los últimos 30 000 años que afectaron la forma de la cuenca. Por último, encontró un período seco entre 1500 y 900 años aP registrado tanto en Zacapu como en San Nicolás Parangueo, Pátzcuaro y Yuriria.

En 1994, Xelhuantzi realizó estudios polínicos en el área de Zacapu, abarcando el período Holoceno, remarcando que un cambio climático no puede ser la única causa de las fluctuaciones de los niveles del lago y que una posible alternativa de tales fluctuaciones es la actividad tectónica.

Posteriormente, en 1997 Arnauld y colaboradores tomaron varios núcleos en la cuenca de Zacapu: uno en la laguna; otro a 900 m del pantano, al E de las Lomas; el

tercero en el contacto entre las Lomas y el pantano y el último en un área pantanosa dentro de las Lomas cerca de sitios arqueológicos. Además tomaron muestras estratigráficas en Loma Alta. Identificaron cinco fases de evolución de la cuenca:

1. **Fase A:** De la Ciénega de Zacapu (antes de 8000 aP): La ciénega se caracterizó por un clima templado, húmedo a subhúmedo. Vegetación predominante de pino, encino, *Alnus*, pastizales y herbáceas. El cambio a pradera puede reflejar la destrucción parcial de la cobertura de árboles por erupciones volcánicas y caída de ceniza. Predominaban aguas someras con pH casi neutro y no se diferenciaba de Las Lomas.
2. **Fase B:** Formación de Las Lomas (8000 – 7000 aP): evento mayor indicado en la estratigrafía por capas deformadas y estratos de cenizas volcánicas; en el registro de susceptibilidad magnética (grandes picos sucesivos), diatomeas (cambio de flora) y polen. Se trata de una serie de erupciones volcánicas seguidas de actividad tectónica que afectaron la geomorfología (se levantaron las Lomas) e hidrología. Esto resultó en la intensificación de la erosión.
3. **Fase C:** Regreso a la estabilidad (7000 – 6000 aP): registros de polen y diatomeas indicaron reducción de humedad y cambio gradual a clima templado semi-árido más marcado al final del período. El área de la ciénega se redujo a agua eutrófica somera y los pastizales cubrieron las Lomas.
4. **Fase D:** Máximo descenso del nivel del agua (6000 – 4000 aP): claras indicaciones de clima más seco y ciénega somera y alcalina, alrededor del 4000 aP la ciénega se expande de nuevo y regresan condiciones climáticas subhúmedas.
5. **Fase E:** Impacto humano en el ambiente (4000 – 2000 aP): el clima se volvió más húmedo y se desarrollaron zonas de aguas abiertas en la ciénega, el polen señala aumento de pastizales. Se registra presencia humana en las

Lomas (piedras exóticas, navajas de basalto). Los disturbios son contemporáneos para los registrados en la cuenca de Pátzcuaro. El abandono de las Lomas fue alrededor de 1100 – 1000 aP, debido a la escasez de agua y fueron reocupadas y cultivadas antes de la Conquista en 1521.

Concluyeron que en el caso de la cuenca de Zacapu, es claro que han predominado condiciones de ciénega y no lago profundo durante los últimos 8000 años, con dos episodios marcados de bajo nivel del lago: a 2800 – 2400 aP y 1100 aP.

En 2002, Ortega y colaboradores realizaron un estudio en la zona de las Lomas de Cantabria, analizando el registro magnético y el contenido de carbono orgánico en los sedimentos. Obtuvieron un núcleo de 10.9 m en el sector oeste de Zacapu, diferenciando 6 unidades estratigráficas compuestas de limo y arcilla intercalados con tefras de composición andesito-basálticas a andesitas, que entraron al lago por erosión o por caída aérea y una capa con abundantes gasterópodos y ostrácodos, propios de aguas alcalinas. Los valores de TOC mostraron variaciones hacia la base del núcleo, afectadas por volcanismo. El TIC representó la concentración iónica del agua con su valor más alto en la capa con gasterópodos y ostrácodos. Los valores más altos de concentración magnética coincidieron con las tefras y los más bajos con los sedimentos arcillosos. Los datos de polen indicaron bosques mixtos de *Pinus*, *Quercus* y *Alnus* bien desarrollados hace ca. 52 000 años aP.

De acuerdo con sus resultados, infirieron condiciones más húmedas de 52 000 años hasta 39 000 años aP y un posterior descenso en la humedad; desde 35 000 años aP la susceptibilidad apunta a baja productividad y establecimiento de condiciones más secas, las cuales persistieron en el Ultimo Glacial y Holoceno Medio, siendo particularmente secas entre 14 000 y 4 800 años aP. Sugirieron modificaciones en el piso de la cuenca por actividad volcánica o tectónica después de 25 000 años aP, reflejadas por discontinuidad en la sedimentación y un hiatus. Las condiciones someras estuvieron presentes al menos desde 15 000 años aP. En general,

concluyen que el registro del Pleistoceno Tardío del núcleo de Cantabria sigue la tendencia de los registros de Cuitzeo y Chalco, con condiciones más húmedas y altos niveles del lago antes de 40 000 años y una posterior declinación con condiciones secas persistentes y fluctuantes durante el resto del Pleistoceno y Holoceno, cuando se dan los niveles más bajos. El registro de polen y diatomeas sugieren una sequía para 4 500 años aP y un retorno a condiciones más húmedas a 2 800 años aP, comenzando el impacto humano después de 4000 años aP.

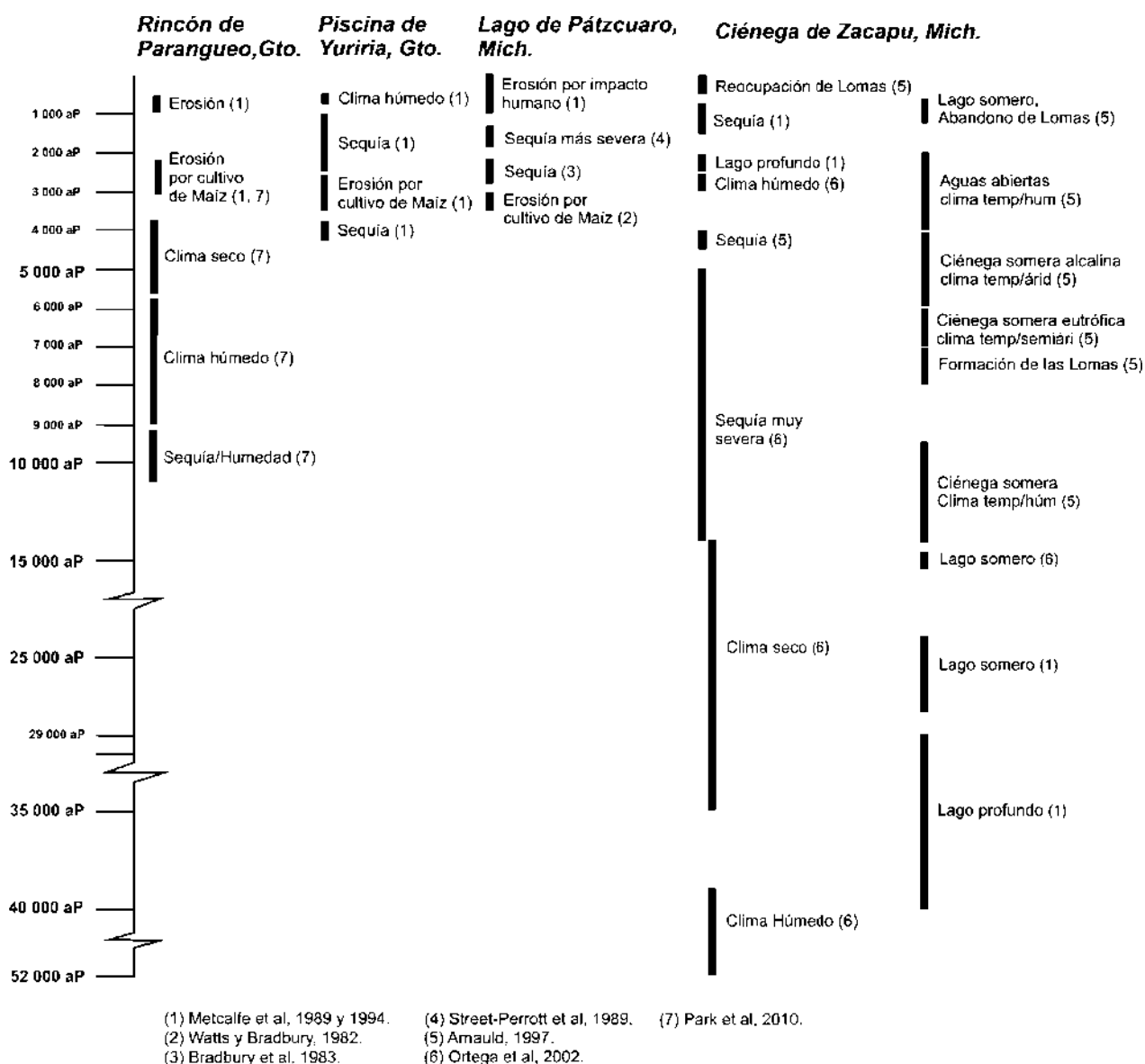


Figura 3. Resumen de los antecedentes de algunas cuencas lacustres de Michoacán y Guanajuato

V.7. Antecedentes de Ostrácodos

Estos organismos pertenecen al phylum *Arthropoda*, clase *Crustacea*, subclase *Ostracoda*. Las especies con caparazones fuertemente calcificados son rápidamente fosilizados y están abundantemente representados en sedimentos desde el Ordovícico (hace 500 millones de años) (Holmes, 2003). La palabra “Ostrácodo” se deriva del griego *ostrakon* que significa **Escudo**. Son pequeños crustáceos bivalvos que se encuentran tanto en ambientes marinos como dulceacuícolas, incluso en hábitats semiterrestres; su tamaño varía generalmente entre 0.2 a 2 mm en su estado adulto; la mayoría son de vida libre (bentónicos o pelágicos), aunque hay algunas formas que son comensales de otros crustáceos, poliquetos, equinodermos e incluso tiburones. El cuerpo de los ostrácodos está encerrado entre 2 valvas quitinosas formadas de CaCO_3 con ciertas cantidades de algunos otros elementos en cantidades traza (Athersuch et al, 2002).

Su identificación taxonómica se basa en las características del caparazón y, si están disponibles, sus apéndices. El caparazón es secretado por la epidermis y forma una cubierta continua alrededor del cuerpo y los apéndices; su forma puede ser esferoidal, alongada, lateral o verticalmente comprimidos, con protuberancias alares o procesos caudales. La superficie puede ser suave y brillante o presentar ornamentación como reticulación, tubérculos, espinas, etc. Otros caracteres taxonómicos útiles son: la estructura de la charnela, el patrón de cicatrices del músculo abductor, las cicatrices mandibulares, los canales de poro (simples, sensilas y exócrinos) (Fig. 4), (Athersuch et al, 2002).

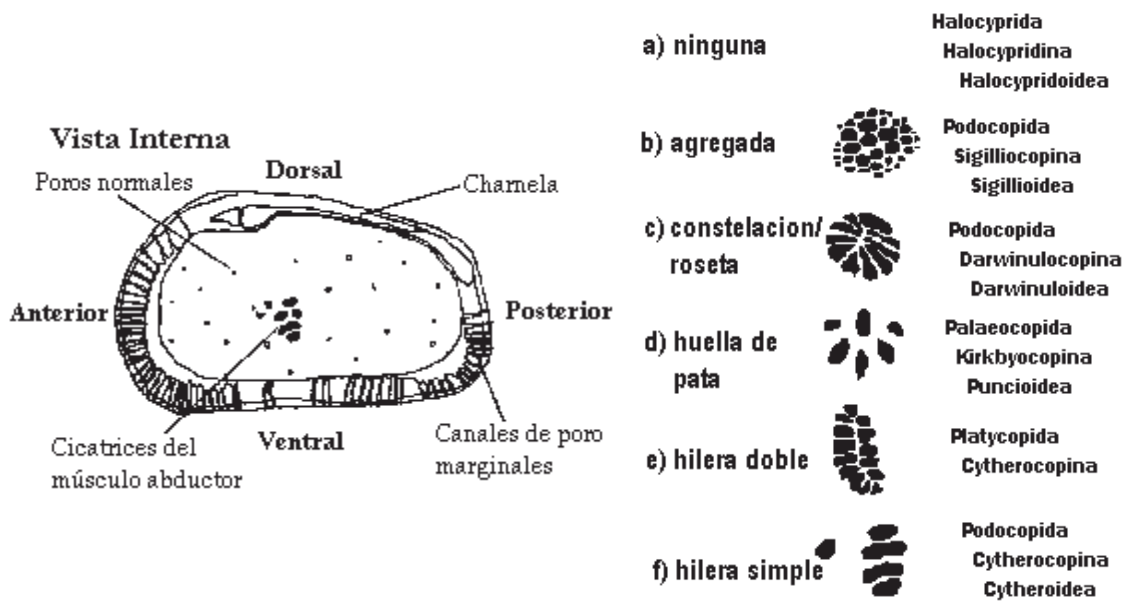


Figura 4. Características morfológicas del caparazón de los Ostrácodos y patrones de cicatrices musculares. Modificada de Park et al. (2003).

Los ostrácodos de agua dulce son más uniformes y menos ornamentados que los marinos, sus colores son verdosos, amarillentos, blanquecinos y algunos parduscos. Presentan tres tipos de reproducción: sexual, partenogenético y partenogénesis geográfica. El dimorfismo sexual es común, los machos suelen ser más grandes que las hembras y exhiben apéndices copulatorios. Las formas juveniles son reconocidas por su tamaño, redondez y poco desarrollo en su morfología. Dependiendo de la especie pueden tener de 4 a 9 estadios o fases juveniles que se designan como (A = adulto) A-1, A-2, etc. (en orden decreciente). La información sobre su ciclo de vida es escasa, pero se sabe que varía desde algunas semanas hasta varios años de vida (Athersuch et al, 2002). La presencia o ausencia de ostrácodos en un hábitat puede estar controlada por la salinidad (sólidos totales disueltos), composición de solutos, oxígeno disuelto, pH, profundidad del agua y disponibilidad de alimento. La diversidad de especies disminuye al aumentar el espesor de la columna de agua y/o la salinidad, al disminuir el alimento disponible o cuando el pH cae debajo de 7 o aumenta encima de 10 (Fig. 5) (Delorme, 1990).

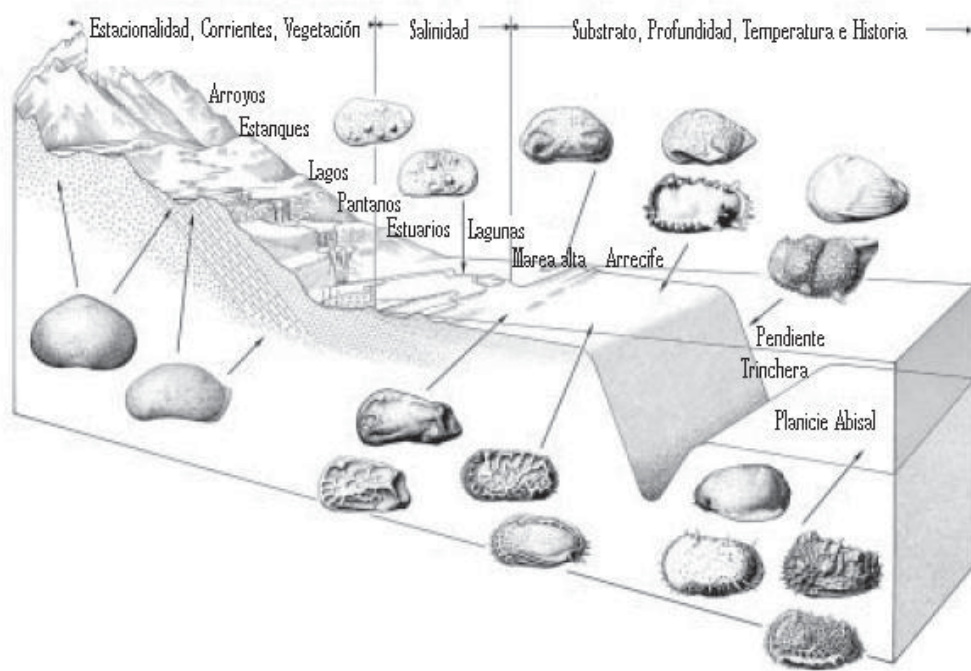


Figura 5. Tipos de ostrácodos estructuralmente adaptados encontrados en un perfil hipotético desde hábitats terrestres acuáticos hasta marinos útiles para identificar paleofacies. Modificado de Benson (2003).

A. Información Climática Obtenida De Los Ostrácodos

Los ostrácodos no son indicadores directos del clima, pero proveen información detallada sobre el ambiente físico y químico acuático a través de su sensibilidad ecológica y la variedad de parámetros que pueden inferirse de sus valvas. Los cambios en el clima producen cambios en las propiedades químicas de los lagos, lo cual afecta la ocurrencia y abundancia de las especies de ostrácodos. La exactitud de las interpretaciones ambientales está limitada por el índice de acumulación de sedimentos (el cual puede verse afectado por otros factores además del clima como, por ejemplo, acarreo de sedimentos ajenos a la zona) y la tolerancia fisiológica (salinidad, pH, etc.) de cada especie encontrada.

B. Hidroquímica y Ostrácodos.

Debido a que los cambios climáticos e hidrológicos operan sobre la composición química y salinidad del cuerpo de agua, la sensibilidad hidroquímica de los ostrácodos a estos cambios se vuelve muy valiosa para entender los cambios ambientales. Todos los caparazones de ostrácodos están compuestos de calcita baja en magnesio. Para alcanzar la madurez requieren cambiar sus valvas varias veces (casi siempre 8) y las forman usando los componentes del agua hospedera. Por ello, todas las características de los caparazones (tamaño, espesor, ornamentación, composición química) se relacionan con las condiciones ambientales durante el período de calcificación.

De Deckker (1981) realizó un estudio cualitativo de colecta en Norteamérica y demostró que diferentes especies de ostrácodos tienen diferentes tolerancias de salinidad; también que la composición del agua determina la diversidad de especies. Aunque se dice que la máxima diversidad de especies de ostrácodos se encuentra en aguas saturadas respecto a los Carbonatos de Calcio (pues permite la construcción de valvas), esto es una sobre simplificación. En un cuerpo de agua continental, cuando la precipitación supera a la evaporación, hay pérdida de iones por disolución y sedimentación de carbonatos y materia orgánica, provocando una elevada diversidad de especies de ostrácodos, pero su abundancia será de mediana a baja. En cambio, si la evaporación supera al régimen de precipitación, se producen más sedimentos derivados de alta concentración iónica por la reducción del espejo de agua, produciendo una elevada abundancia de ostrácodos pero una diversidad de especies muy baja.

Los estudios de Forester (1987) sobre la estratigrafía de ostrácodos de un núcleo tomado en el Gran Lago Salado en Utah, EUA, cuya distribución de especies (de abajo hacia arriba: *Limnocythere staplini* – *L. tuberosa* - *L. staplini*) permitió mostrar los cambios composicionales ocurridos durante el intervalo de tiempo abarcado por el núcleo. En 2002, Mourguiart y Montenegro realizaron un estudio sobre la ecología

de los ostrácodos como evidencia del cambio climático en el lago Titicaca, en el cual los métodos cuantitativos permitieron determinar con gran precisión las fluctuaciones en el nivel de agua y algunos aspectos de la química del agua durante el Holoceno.

Por otra parte, Palacios – Fest y Cohen (1993) concluyeron que algunos ostrácodos continentales muestran una relación entre la temperatura, la química del agua y la composición de elementos traza en sus caparazones. El conjunto faunístico encontrado entre los géneros *Limnocythere*, *Candona* y *Cytherissa* indica cambios en la paleotemperatura, alcalinidad y salinidad a través de la secuencia. Sus resultados sugirieron que la fisiología de las especies puede jugar un papel significativo en la composición de elementos traza de las valvas.

Smith (1993) encontró que los lagos del medio oeste Norteamericano presentan la mayor riqueza de taxas cuando se presenta la saturación de Calcita y que disminuye al aumentar la concentración iónica total, esta a su vez puede controlar el número de especies que pueden sobrevivir y ser reproductivamente exitosas en un lago. Además, que la regulación osmótica puede tener importancia como factor de control de la distribución de los ostrácodos, pues interviene en la generación de sus valvas.

En 1999, Bridgwater y colaboradores realizaron un estudio sobre elementos traza en ostrácodos de agua dulce del Lago de Pátzcuaro, ya que la adición de estroncio y magnesio en sus valvas está en función de la salinidad y la temperatura del agua. En este estudio compararon las relaciones molares de Mg/Ca y Sr/Ca para valvas de ostrácodos fósiles (*Candona patzcuaro* y *Heterocypris punctata*), los radios calculados para ostrácodos modernos y los datos químicos del agua. Concluyeron que las aguas actuales del lago están cerca del punto de saturación de la Calcita y que el estrés ambiental (disponibilidad de Ca^+ y HCO_3^-) afectó las valvas sub o sobre calcificándolas.

VI. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

VI. 1. MICHOACÁN

El estado de Michoacán de Ocampo forma parte de la región Centro Occidente de México, localizándose entre 18° 09' 04" y 20° 23' 44" latitud Norte y 100° 04' 48" y 103° 44' 20" longitud Oeste, con una superficie de 58 836 km². Limita al oeste con Colima, al norte con Jalisco y Guanajuato, al noreste con Querétaro, al este con el Estado de México, al sureste con Guerrero y al suroeste con el Océano Pacífico.

El Estado ha sido labrado en rocas magmáticas de diferentes períodos geológicos y la intensa actividad tectónica y el clima han moldeado los escenarios actuales de la entidad. Se localiza en las provincias geológicas de la Sierra Madre del Sur y el Sistema Volcánico Transversal. Debido a esto, su topografía es de las más accidentadas de México, presentando cinco unidades naturales principales: Planicie Costera, Sierra Madre del Sur, Depresión del Balsas, Sistema Volcánico Transversal y Altiplanicie Mexicana (Garduño, 1999).

En el Sistema Volcánico Transversal y las porciones elevadas de la Sierra Madre del Sur dominan los climas templados, en la Depresión del Balsas los cálidos – secos y los tropicales en la Sierra y Costa. La variedad litológica, fisiográfica y climática del estado permitieron la formación de diversos suelos como leptosol, regosol, luvisol, acrisol, andosol, vertisol y fozem, en menor proporción cambisol, fluvisol, planosol, gleysol, solonchak, castañozem e histosol. (Bocco y Mendoza, 1999; La biodiversidad en Michoacán, 2005).

El estado de Michoacán se encuentra en la zona de vientos alisios que soplan en dirección ENE y recogen humedad del golfo de México. En cuanto a circulación regional, se presentan ciclones tropicales que afectan al estado y cuya temporada abarca del 15 de mayo al 30 de noviembre (La biodiversidad en Michoacán, 2005).

Las lluvias más abundantes se presentan en verano y otoño y son de tipo monzónico. La precipitación media anual estatal es de 961 mm. Los regímenes

pluviométricos son: a) lluvias todo el año en las partes altas del Sistema Volcánico Transversal (2% del territorio), b) lluvias en verano en casi todo el estado (87%) y c) lluvia escasa todo el año en la depresión de los ríos Tepalcatepec y Balsas (11%) (La biodiversidad en Michoacán, 2005).

De acuerdo con el régimen térmico se reconocen las siguientes zonas: a) tropical, en altitudes menores a 1300 m, b) templada subtropical, de 1300 a 1800 m y c) templada en alturas mayores a 1800 m. Los tipos de climas presentes de acuerdo a la clasificación de Köppen son: *Aw*: tropical lluvioso con lluvias predominantes en verano, en el suroeste; *BS*: seco estepario, en la depresión del río Tepalcatepec; *Cw*: templado con lluvias todo el año, en las partes más altas del sistema Volcánico Transversal. Todos los climas son de tipo Ganges (g), porque la temperatura más alta se da antes del solsticio de verano (generalmente mayo) (La biodiversidad en Michoacán, 2005).

La vegetación natural incluye bosque de coníferas (bosque de *Abies*, bosque de pinos, bosque de pino – encino y bosque de encino) en las zonas templadas. En las zonas cálidas – secas encontramos comunidades vegetales como bosque tropical, bosque caducifolio y bosque espinoso. La vegetación transformada está representada por pastizales inducidos, pastizales cultivados, matorral secundario y bosque cultivado (Rzedowski, 1978).

Al localizarse dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), Michoacán es un área de elevado vulcanismo, el Corredor Tarasco aloja más de mil conos volcánicos, incluyendo dos volcanes recientes: el Jorullo y el Parícutín. El vulcanismo michoacano es de tipo andesítico (calci-alcalino) y es congruente con la subducción de la placa de Cocos, cambiando a transicional en la zona más alta (entre los 250 y 300 Km. de distancia de la zona de subducción), esto es lo que origina las actuales cuencas lacustres (Chapala, Cuitzeo, Zacapu, Pátzcuaro y Zirahuén) (Garduño, 1999).

VI.2. ZACAPU

La cuenca de Zacapu (19°51'N, 101°40' O) se encuentra dentro de la zona de depresiones lacustres del Cinturón Volcánico Transmexicano, en el límite entre la Zona Volcánica Pliocénica al norte y el CVTM. Su formación está relacionada con el desarrollo de tectónica distensiva en posición tras arco, desde el Plioceno superior - Pleistoceno (3 – 1 Ma). Es posible que el origen de este lago, en ciertos períodos del Cuaternario, fuera un levantamiento relacionado con fallas y producido en las cercanías de Villa Jiménez (Demant et al, 1992). El actual cuerpo de agua remanente en esta cuenca está muy influenciado por la mancha urbana, la cual ha invadido el 50% de las riberas sur y sureste.

La cuenca presenta un clima templado moderadamente húmedo con lluvias en verano (CWba, C(w2)w, C(w1)w, sistema Köppen). La precipitación media anual es de 850 mm ocurriendo principalmente entre junio y septiembre, con una mínima de 433 mm en 1945 y una máxima de 1300 mm en 1967 cuando se inundó la ciénega. Cuenta con una temporada seca de siete meses. La temperatura media anual es de 17°C (fluctuando de 13°C a 28°C). La evaporación total mensual es de 1829 mm. Los meses más cálidos van de abril a septiembre y las heladas se presentan entre septiembre y abril, siendo las más severas de noviembre a febrero. Los vientos dominantes actualmente provienen del norte, con dirección preferencial NO – SE, casi durante todo el año. Su mayor velocidad se da en marzo y abril (Antaramián y Correa, 2003). Arnauld (en: Petrequin, 1994) reportó vientos dominantes provenientes del SO excepto en enero y febrero, con dirección preferencial al NE; podemos suponer que el cambio se debió a la barrera que representa la actual ciudad de Zacapu.

A. EDAFOLOGÍA

La Ciénega presenta suelos negros hidromorfos orgánicos llamados *Histosoles*, los cuales son jóvenes, de origen lacustro-aluvial, franco-arcillosos, con 25 a 50% de contenido orgánico y están condicionados por pendientes menores al 2%, drenaje

superficial lento y cercanía del nivel freático. Poseen pH de 7.2 a 7.5, son ricos en calcio, magnesio y potasio y pobres en fósforo; son suelos muy fértiles que están en vías de salinización debido al proceso de subsidencia del área (3cm/año) (Arnauld et al, 1994).

Las Lomas presentan suelos cafés isohúmicos tropicales llamados *Feozems*, originados por alteración de lacustro-cineritas y diatomeas; su textura es arcillosa, con poca materia orgánica (5% máximo) y poseen pH de 7 a 7.8. Son suelos fértiles y bien drenados, más alejados de la capa freática y están influidos por la erosión debida al relieve de las Lomas, el arado y la influencia de los vientos (Arnauld et al, 1994).

En el malpaís se encuentran suelos jóvenes poco evolucionados, de formación rápida y poca profundidad llamados *Litsoles*. En la Sierra Tarasca hay registro de desarrollo de *Andosoles*, así como *Cambisoles* y *Luvisoles crómicos*, ambos suelos característicos de regiones con clima mediterráneo o tropical bajo ciertas condiciones (Arnauld et al, 1994).

En la actual laguna de Zacapu, los principales tipos de suelo presentes se desarrollaron a partir de basaltos, brechas, tobas andesíticas y riolitas, encontramos a los feozem lúvicos y háplicos, los mólicos, los úmbricos y, en la zona litoral, los lacustres negros y plásticos y los suelos de tipo aluvial con 30% de arena, 32% de limo y 38% de arcilla. (Cabrera, 2003)

B. HIDROLOGÍA

La cuenca de Zacapu pertenece a la región hidrográfica número 12 Lerma – Chapala – Santiago, dentro de la subcuenca del bajo Lerma (fig. 6). Posee un área de 261 km² y un drenaje total de 335 km², fue una cuenca hidrológicamente cerrada cuya principal fuente de agua eran una serie de arroyos permanentes adicionados a la escorrentía superficial estacional, además de algunos manantiales que nacen al pie

de los flujos de lava basáltica. La actual laguna de Zacapu cuenta con una salida de agua, representada por el río Angulo, que la conecta con el río Lerma y se abastece de varios manantiales, como la “Angostura” al noroeste y el “Ojo de Liebre” al sureste, así como de la escorrentía superficial. Existen fuentes termales en Tarejero, Bellas Fuentes y Cortijo Nuevo. Las altitudes de la cubeta lacustre fluctúan alrededor de la cota de 1980 msnm y el fondo de la cuenca se ubica en 1975 msnm. La antigua orilla de la Ciénega podría estar en 1978 msnm y el nivel máximo del agua en esta zona alcanzaría la cota de 1985 msnm (Medina 1993).

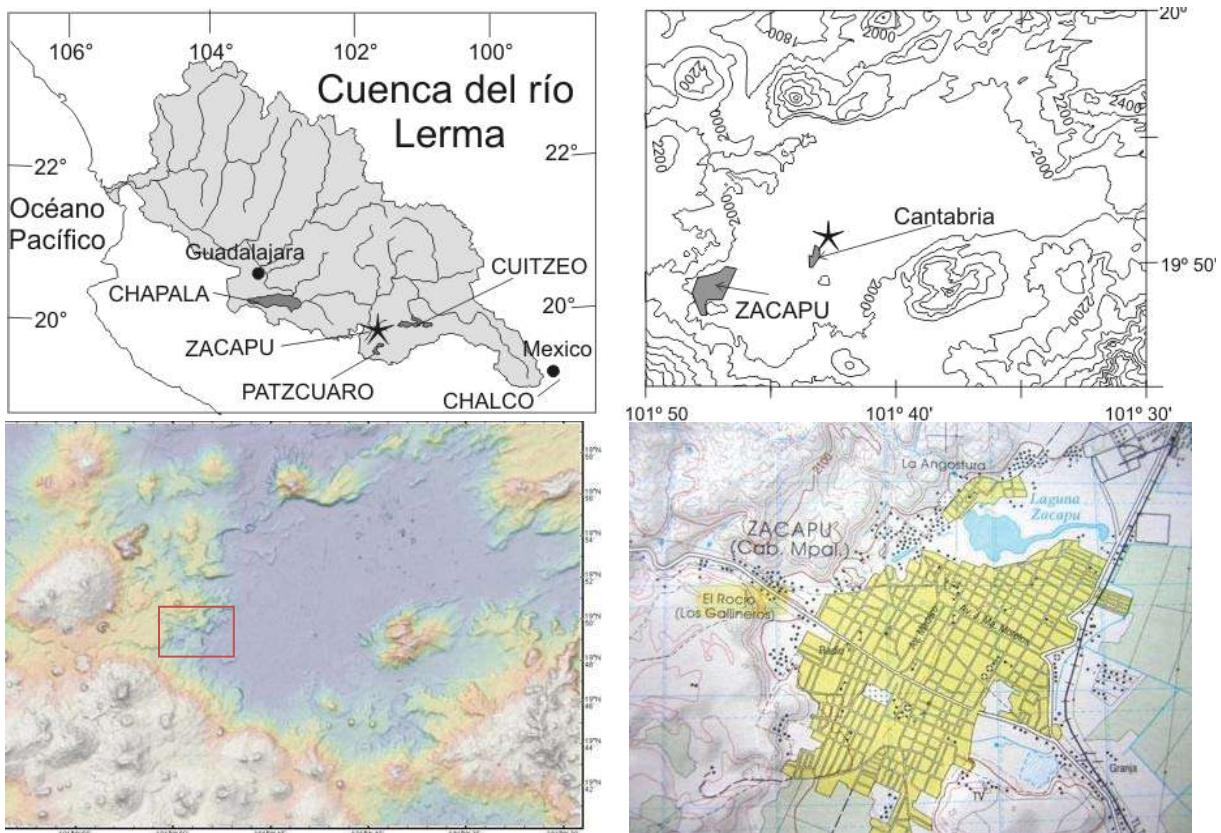


Figura 6: Ubicación de la Ciudad de Zacapu y Laguna actual.

La laguna actual forma una subcuenca interior más alta que la ciénega (2 a 4 m); es un sistema muy pasivo con actividad hidrodinámica lenta, pero suficiente para mantener una tasa de renovación constante y disminuir el proceso de eutrofización. La profundidad máxima es 12.5 m y la mínima 2 m, esto depende de la zona dentro

de la laguna y la época del año; un extenso muestreo demostró que la química del agua es similar en todo el valle, $Mg + Ca + (Na + K)$ están en proporciones casi iguales, con alto contenido de CO_3/HCO_3 (Metcalf et al, 1994). La temperatura del agua en superficie es influenciada por la temperatura del aire y va de 14 a 22°C, sin formación de una termoclina en el sentido estricto, clasificándose como un cuerpo de aguas templadas. El pH varía entre 7 y 9.7, por lo que sus aguas tienden a ser ligeramente básicas (Medina, 1993).

De acuerdo con el estado trófico EPA-NES la laguna se clasifica como un cuerpo oligotrófico con tendencia a la eutroficación, pero poco contaminado. Los análisis de los sedimentos lacustres han indicado que las condiciones limnológicas en la Laguna son diferentes de las que se presentaron en el área pantanosa de la ciénega ⁽⁴⁵⁾.

Desde antes de su desecación, el lago no era más que un pantano conocido como Ciénega de Zacapu, alimentada por manantiales y a través de la cual se podía circular en canoas por medio de canales abiertos entre la densa vegetación acuática (Petrequin, 1994). Esta zona se empezó a drenar con fines de labranza (para el cultivo de maíz) en el siglo XIX, los primeros intentos se dieron en 1893, por la familia Noriega; posteriormente se hicieron acuerdos para drenar el área en 1899 y para 1901 solo quedaban 2000 hectáreas sin drenar, hasta que finalmente el proceso terminó en la década de los sesenta. La clave del esquema de drenaje fue un corte de 1200 m de largo, 6 m ancho y 4.5 m de profundidad a través de la roca en Villa Jiménez, produciendo el río Angulo, un tributario que conectó el Lerma con la laguna de Zacapu (Demant et al, 1992). Actualmente la zona de la ciénega es una llanura uniforme, ligeramente inclinada al norte.

C. GEOLOGÍA (basada en lo reportado por Demant et al, 1992)

Esta cuenca posee un piso relleno con sedimentos lacustres, epiclásticos, fluviolacustres y aluviales y puede dividirse en dos secciones: un área inferior de pantano, ocupando las porciones este y central de la cuenca con una elevación entre

1973 y 1978 msnm y un área levantada (ca. 10 m) en la parte oeste del piso de la cuenca llamada Las Lomas (fig. 7). Morfológicamente hablando se caracteriza por una doble disimetría:

- *Sentido norte – sur:* al norte termina bruscamente contra relieves elevados y rectilíneos, con exutorios naturales y artificiales; al sur, el borde es una larga zona de transición, con hidrología incierta y ondulaciones de terreno que albergan sitios arqueológicos.
- *Sentido oeste – este:* al oeste termina contra grupos de coladas volcánicas superpuestas con dominancia de Malpaís; al este se encuentran digitaciones largas y muy anchas penetrando en macizos de colinas altas y bajas y las formaciones lacustres pasan a acumulaciones aluviales y valles de todo tipo.

De acuerdo con Tricart y colaboradores (en Demant et al, 1992), en el Mioplioceno se presentó en esta zona vulcanismo efusivo, en manifestaciones sucesivas de capas de lavas fluidas, desigualmente resistentes, posteriormente afectadas por alteración arcillosa. Al final de Plioceno e inicios del Cuaternario, después de un período de calma, continuó este tipo de vulcanismo en ciertas regiones y es cuando se asientan las tres coladas al sur de Tinguítiro.

La tercer fase volcánica comenzó antes de 28 000 aP y ha continuado desde entonces y se trata de emisiones volcánicas menos fluidas y más explosivas que junto con emisión fisural difusa produjeron el asentamiento de los malpaíses más antiguos al NO y SE de la cuenca. En ciertas zonas de la cuenca (Jauja) una colada subacuática fechada en ca. 28 000 años se relaciona al final de una transgresión lacustre fechada entre 35 000 y 30 000 aP.

La zona volcánica que bordea al poniente la laguna de Zacapu comprende algunos de los edificios volcánicos más recientes del estado de Michoacán y alcanzan una elevación de 3365 msnm. El más representativo, el sistema Tres Cerritos – Capáxtiro – Malpaís Prieto se edificó en el límite entre el Cinturón Volcánico Transmexicano y

la cadena Pliocénica, subrayado por la falla de Villa Jiménez que forma el margen norte de la depresión de Zacapu.

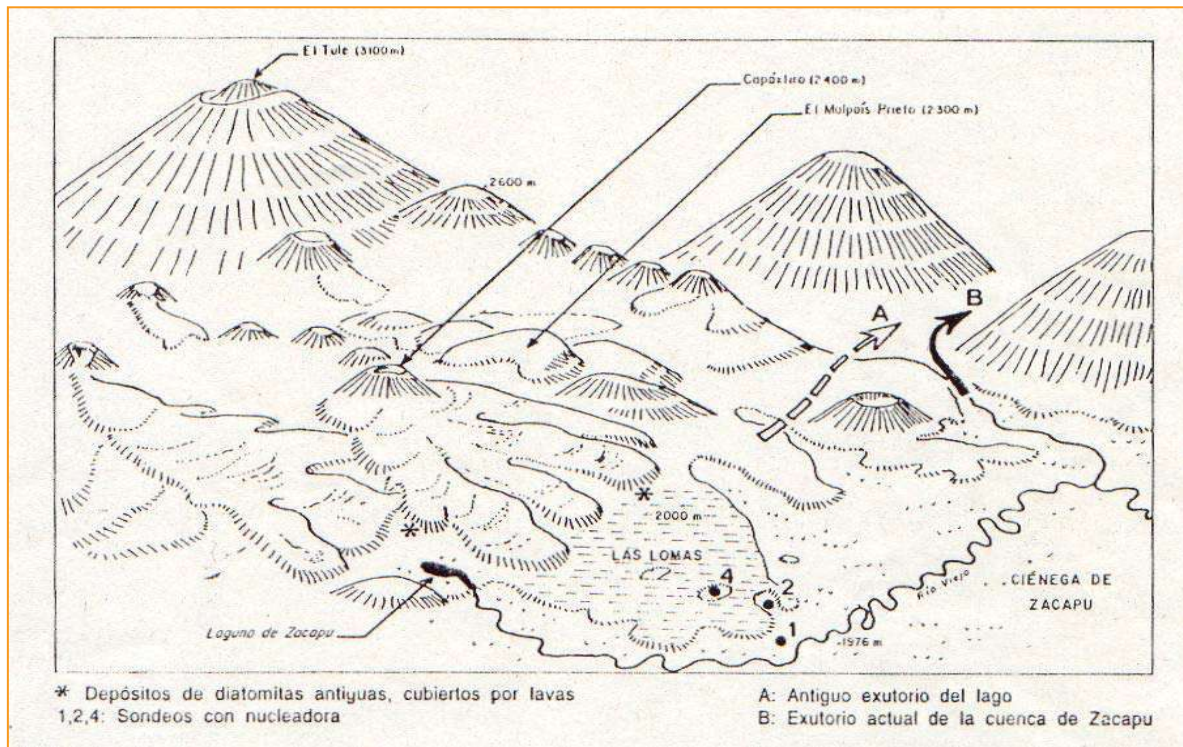


Figura 7. Esquema del noroeste de la cuenca de Zacapu (tomado de Petrequin, 1994).

Todos los relieves al sur y oeste de este sistema son volcanes andesíticos cuaternarios de 10 a 20 km³. Al oeste se encuentra el cerro del Tule con 3100 msnm. Al norte del Malpaís Prieto, el sistema volcánico del cerro Copalillo produjo los derrames de Lázaro Cárdenas y San Antonio que cerraron la laguna de Zacapu al noroeste; es recortado por fallas que indican que la tectónica distensiva fue activa hasta fechas recientes. Al suroeste, se encuentra el cerro el Tecolote con una elevación de 3365 msnm y el sistema Tres Cerritos – Copáxtiro – Malpaís Prieto cubre un derrame de lava dacítica de 10 km de largo y un volumen de 1.5 km³ en forma de abanico abierto al sureste del cerro Las Cabras. El fechamiento con carbono 14 de la madera carbonizada bajo las cenizas del cono produjo una edad superior a 40 000 años aP. Un derrame del cerro El Pueblito que cubre el nivel anterior fue fechado en 29 000 ± 3 300 años aP. Por lo tanto el sistema Tres Cerritos

– Capáxtiro – Malpaís Prieto deberá tener menos de 29 000 años. Desde el punto de vista vulcanológico el sistema se divide en 3 episodios:

- 1) Las primeras erupciones son derrames andesíticos de 4 conos escoriáceos alineados ENE – OSO (Tres Cerritos).
- 2) Las lavas del cerro Capáxtiro forman el campo volcánico al norte de Zacapu cubriendo alrededor de 25 km². Estos derrames cubren los sedimentos lacustres de tipo diatomita llamados “lacustro – cineritas” por Tricart, que son los antiguos depósitos de la laguna. La posición alta (encima de 2000 msnm) del contacto diatomita – lava puede representar un paleonivel del lago encima de los 2000 – 2200 msnm cuando ocurrió la actividad holocénica del sistema Tres Cerritos – Capáxtiro – Malpaís Prieto. Las formaciones lacustres antiguas están fechadas en 28 000 aP. Al SE de la población de Bellas Fuentes se observa este nivel seguido de un corto período de vaciado de lago y otra formación lacustre más reciente que pasa a condiciones palustres.
- 3) El Malpaís Prieto a 3 km al norte del cerro Capáxtiro, son los más recientes de la zona estudiada, el derrame principal mide 3 km. de largo y más de 100 m de espesor.

Desde el punto de vista de la petrogénesis, las lavas del sistema Tres Cerritos – Capáxtiro – Malpaís Prieto son lavas intermedias de edad holocénica, “mixtas” con asociaciones mineralógicas en desequilibrio debido a cristalización fraccionada y similares entre sí, con predominancias de olivinos, piroxenos, feldespatos y cuarzo, lo cual sugiere una mezcla de lavas basálticas y riolíticas. De acuerdo con la geoquímica, todas las muestras de la región Zacapu se clasifican como andesitas ricas en sílice, entran en las series calco - alcalinas con valores medianos de potasio (K), la relación K/Rb es alta y el contenido elevado de estroncio (Sr) y bario (Ba) son característicos de secuencias de tipo márgenes continentales activos (Demant et al, 1992).

Estratigrafía

El área está formada por rocas del Mioceno al reciente, con dominancia de lavas, brechas, tobas basálticas y andesíticas (Tabla 1) (Antaramián y Correa, 2003). De acuerdo con Arnauld (en: Petrequin, 1994), estratigráficamente se registra una secuencia de lavas neógenas, de las que se observan afloramientos, cenizas volcánicas, seguidas por formaciones aluviales y turbas y depósitos lacustres propios de la ciénega, en los cuales se han descrito diatomitas intercaladas con arenas, turbas y depósitos arcillosos coluviales y aluviales. En las Lomas se registran formaciones arcillosas producidas por alteración de diatomitas en condiciones de sumersión; estas diatomitas además están intercaladas con capas de ceniza volcánica afectadas por microfallas. En estas formaciones arcillosas se presentan depósitos y vestigios antropogénicos. Además en Las Lomas identificaron diversas fallas de varias decenas de metros de longitud.

| | | | |
|---------------------|--------------------|------------|---------------------------------------------------------------|
| CUATERNARIO | HOLOCENO | | Lacustres Holocénicos 8,100 aP. |
| | PLEISTOCENO | SUP | Lacustre antiguo entre 35,000 y 30,000 años aP |
| | | | Vulcanismo reciente <40,000 años |
| | PLEISTOCENO | INF | Vulcanismo Cuaternario entre 0.5 Ma. y 40,000 años aP |
| Depósitos lacustres | | | |
| NEOGENO | PLIOCENO | SUP | Dacitas |
| | | | Grandes aparatos volcánicos (Basaltos y Andesitas Basálticas) |
| | PLIOCENO | INF | Depósitos lacustres |
| | | | MIOCENO |
| | | | Andesitas calcoalcalinas |

Tabla 1: Estratigrafía de la región de Zacapu (Israde, 1999).

D. HISTORIA

La cuenca de Zacapu fue poblada desde hace más de 3000 años, sobresaliendo los asentamientos establecidos por la cultura purépecha desde antes de la llegada de los españoles a México, para quienes fue su primer centro religioso y poblacional. La palabra “Zacapu” proviene del vocablo purépecha *Tzacapu-Maruati* que significa **pedra preciosa**. Arqueológicamente, esta zona es muy conocida y apreciada como un centro ceremonial muy importante durante el Preclásico y el Postclásico Purépecha (1050 – 430 aP) ⁽⁴⁵⁾.

Excavaciones arqueológicas realizadas en Zacapu de 1984 a 1986 en la loma más alta, revelaron ocupación densa del área desde 2035 a 1880 aP. El principal centro ceremonial ubicado en esta región es precisamente el de *Loma Alta* para el período Preclásico Tardío - Clásico y el de Las Lomas para la ocupación Preclásica, pero no del Clásico – Posclásico. La ocupación de las Lomas debió ser muy dependiente de los niveles de agua y por la concentración progresiva de la población en el malpaís (Demant et al, 1992).

Loma Alta es una colina artificial de 4ha de superficie y 4 m de altura máxima, en la que se encontró un piso de arcilla y un conjunto funerario de urnas de cremación y sepulturas, con algunos objetos asociados. En las demás Lomas se registraron hallazgos similares. Se han definido dos complejos culturales: **Loma Alta**, que es el más antiguo conocido en la ocupación de la cuenca, una fase intermedia conocida como **Jarácuaro** y finalmente el complejo **Lupe** (1350 – 1150 aP) (Fig. 8). Se ha establecido que se trataba de sociedades campesinas, que explotaban un sistema palustre-lacustre (Petrequin, 1994).

| Tiempo sideral | Mesoamérica Occidental Períodos culturales mayores | Michoacán Zacapu Fases culturales | Centro de México Secuencia cultural general | B.P. |
|----------------|-------------------------------------------------------|--------------------------------------|------------------------------------------------|------|
| 1500 | TARDÍO | (TZINTZUNTZAN) | TENOCHTITLAN | 450 |
| 1250 | POSTCLÁSICO | MILPILLAS | | 700 |
| 1000 | TEMPRANO | PALACIO | TULA | 950 |
| 750 | EPICLÁSICO | LUPE | (COYOTLATELCO) | 1200 |
| 500 | CLÁSICO | 3 | | 1450 |
| 250 | | LOMA ALTA 2 | TEOTIHUACAN | 1700 |
| d.C. a.C. | FINAL | | | 1950 |
| 250 | PRECLÁSICO TARDÍO | 1 | CUICUILCO | 2200 |
| 500 | | | | 2450 |
| 750 | PRECLÁSICO | | Desarrollo de | 2700 |
| 1000 | MEDIO | | capitales regionales* | 2950 |
| 1250 | | | | 3200 |
| 1500 | PRECLÁSICO | | | 3450 |
| 1750 | | | Pueblos* | 3700 |
| 2000 | TEMPRANO | | | 3950 |
| 2250 | | | Desarrollo de una | 4200 |
| 2500 | | | economía | 4450 |
| 2750 | | | agraria* | 4700 |
| 3000 | Protocerámico | | | 4950 |
| 3250 | | | | 5200 |
| 3500 | | | | 5450 |
| 3750 | | | | 5700 |
| 4000 | | | | 5950 |
| 4250 | | | | 6200 |
| 4500 | Precerámico | | | 6450 |

* Niederberger 1967 (Fig. 187).

Figura 8. Cuadro cronológico de México central y del norte de Michoacán (Zacapu). Tomado de Petrequin, 1994.

La secuencia del establecimiento de asentamientos humanos alrededor de la cuenca parece ser la siguiente (Demant et al, 1992):

- Un período de estabilidad de larga duración, comprendiendo por lo menos el Holoceno.

- Un brusco período de gran inestabilidad que comienza alrededor del año 1000 de nuestra era, atestiguado por restos de asentamientos abandonados y fosilizados.
- Pasada la crisis vuelve la estabilidad y los arroyos empezaron a incidir en las acumulaciones del período anterior.

| Período | Localidad | Características de la cuenca hidrográfica | Dinámica de acumulación | Tipo de material exportado por la cuenca | Grado de estabilidad ecodinámica |
|---------------------------------------------|----------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Presencia humana (comienzos de nuestra era) | Carátacua | Lavas neógenas Fuertes pendientes | Violenta: crecidas relámpago repetidas | Vidrio volcánico en parte pedogeneizado, alteritas de andosoles (imogolita) y caolinítas (halloysita y metahalloysita) | Largo período de estabilidad que permitió la pedogénesis y alteraciones, seguida de una crisis de inestabilidad que liquidó suelos y alteritas |
| Presencia humana (comienzos de nuestra era) | Comanja | Pequeña cuenca en la parte baja de la cuenca. Pendientes fuertes sin sitio arqueológico inventariado. Rocas volcánicas neógenas | Violenta: atascamiento de la incisión torrencial bajo los escombros | Material muy heterométrico formado de alteritas arcillosas, elaboradas durante un largo período | Parece que lo mismo que el anterior |
| Sitio habitado 550-600 850-900 | Yácata la Virgen parte baja del cono El Charco | Véase "cono de El Charco" | Ninguna acumulación de material recubriendo el sitio | | No afectado por los derrames de El Charco. Estabilidad del arroyo |
| Objetos dispersos Fase Lupe 600-850 | Eje del cono El Charco latitud del cementerio de Naranja | Minúscula cuenca (1.3 – 1.5 km ²), lavas neógenas y piroclástico reciente | Lenta hasta la concentración de los objetos extremadamente violenta (lavas torrenciales) | Material heterométrico depositado en montón: arcillas con bloques de 50 – 80 kg. Arrastre de estos bloques | Sucesión de un período de fuerte estabilidad hasta 700, luego una crisis de inestabilidad paroxismal y estabilidad reciente; tajo del arroyo |

| | | | | | |
|-----------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| | | | | con vidrio volcánico, suelos y alteritas del período tranquilo. | |
| Sitio habitado: metates, construcciones Fase Lupe 600-850 | Borde oeste del cono El Charco cerca de su cabeza, Naranja | Como más arriba | Pocas crecidas, sin violencia, no destructivas, tomando una película superficial de suelos. Pedogénesis intensa entre las crecidas. Franca estación seca | Rejuvenecimiento pelicular de los suelos que aporta poco vidrio volcánico, en gran parte alterado por pedogénesis, arcillas, materia orgánica | Fitoestabilización fuerte |
| Formación inferior Fase Lupe 600-850 | Naranja, cantera norte del cementerio, extremo oeste | Desbordamientos marginales del cono de El Charco | Sedimentación rítmica de limo de desbordamiento en aguas tranquilas, alternando con períodos de pedogénesis | Material fino y materia orgánica resultante de ablación pelicular de los suelos (rejuvenecimiento) | Estabilidad buena a muy buena debida a la vegetación. Relación pedogénesis/morfogénesis positiva |
| Formación superior Fase Palacio 900-1200 o más tarde | La misma cantera al este de la línea eléctrica | Aportaciones del arroyo El Charco más las de la franja montañosa con sitios habitados | Acumulación por descargas de agua muy violentas (glacis de coluviones). Material heterométrico | Arrastre de todo material movable disponible: suelos, alteritas arcillosas, bloques del frente de alteración, madera quemada y fragmentos de artefactos de sitios arqueológicos | Inestabilidad paroxismal que permite exportación del stock de tierra cultivable. Ningún potencial edáfico |

Tabla 2: Resumen de la ocupación humana en la cuenca de Zacapu y otras características importantes de la cuenca, en el estudio de Demant et al, 1992.

VII. METODOLOGÍA

VII.1. Trabajo De Campo.

A. UBICACIÓN DEL SITIO DE MUESTREO.

La unidad básica de estudio forma parte de la cuenca hidrográfica de la antigua Ciénega de Zacapu, en su margen suroeste, específicamente el área de las Lomas, en el poblado de Cantabria, dentro de la porción conocida como Ciénega de Zacapu, esta zona actualmente está dedicada al cultivo de maíz y calabaza. Realizamos una revisión bibliográfica extensa y en base a los antecedentes encontrados se procedió a definir la zona de investigación y los objetivos del trabajo.

El área de Lomas agrícolas en la localidad de Cantabria corresponde a una zona altamente deformada por actividad tectónica histórica en la región de Zacapu y ha estado sujeta a la influencia de actividades antropogénicas desde tiempos prehispánicos. De acuerdo con Petrequin (1994), las Lomas formaban una especie de península de tierras bajas que emergían casi 10 m sobre el nivel del pantano y estuvieron cultivadas desde el siglo XVI; cuando se drenó la ciénega, los hermanos Noriega construyeron aquí su hacienda Cantabria. Por otro lado, Arnauld (1997) señaló que el sector de las Lomas se encuentra en una plataforma ribereña, con un área de 20 km², con relieve ligeramente ondulado, sin evidencias de afloramientos rocosos cercanos, además del malpaís. Sus pendientes son suaves y alcanzan una elevación máxima de 1989 msnm en Loma Alta.

Según el informe publicado durante la desecación de la ciénega, las Lomas estaban formadas de una avanzada triangular de la ribera por una docena de lenguas de tierra o grandes islotes agrupadas en el norte y sur, así como lomas pequeñas recortadas en el sur por el antiguo cauce del río Angulo, los cuales no eran inundados por las aguas de la ciénega (Fig. 9). Debido a sus particularidades, esta zona fue sujeto de estudio de Demant y colaboradores en 1992, y de Ortega y

colaboradores en 2002; por lo tanto, elegimos esta área para realizar los perfiles geológicos, siguiendo la morfología de las Lomas.

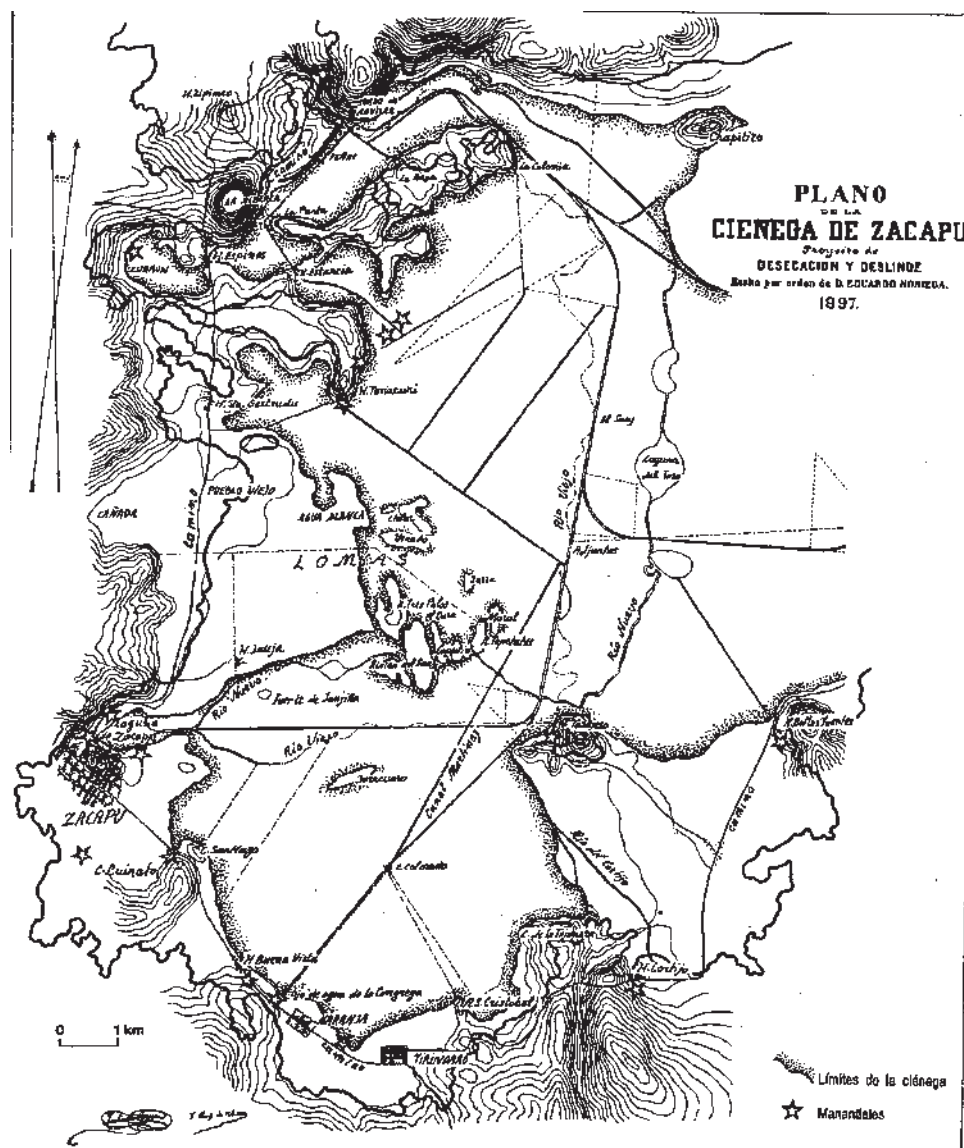


Figura 9. Plano de la ciénega de Zacapu, Michoacán, 1897. Trazado por el Ing. Ruiz de Velasco antes del drenaje (tomado de Petrequin, 1994).

Sin embargo, tenemos que considerar que un estudio de la zona de Cantabria con las cartas topográficas del INEGI, no permitiría hacer un análisis de la deformación de las antiguas porciones de cuencas lacustres de lo que se conoce como Ciénega

de Zacapu, por ello y con fines de un estudio de Paleosismología se realizó un **Levantamiento de Microtopografía**. El levantamiento topográfico de las Lomas, en Cantabria lo realizó el MC. Chávez usando un GPS de precisión marca Leyca. El método consiste en colocar una estación base de GPS y posteriormente, con ayuda de un GPS móvil, se van adquiriendo los puntos con los cuales se van configurando las curvas de nivel. Es muy importante en este trabajo que la persona que haga el levantamiento tenga la sensibilidad del objetivo del estudio. En la figura 10 se pueden observar el número de puntos levantados que permite obtener curvas hasta cada 20 cm de equidistancia. Utilizando el programa SURFER 8 se hicieron las curvas de nivel con las que se reconocieron la geometría de todas las Lomas. Es claro que en ellas se observa una geometría de ejes de pliegue NNO-SSE y casi simétricos.

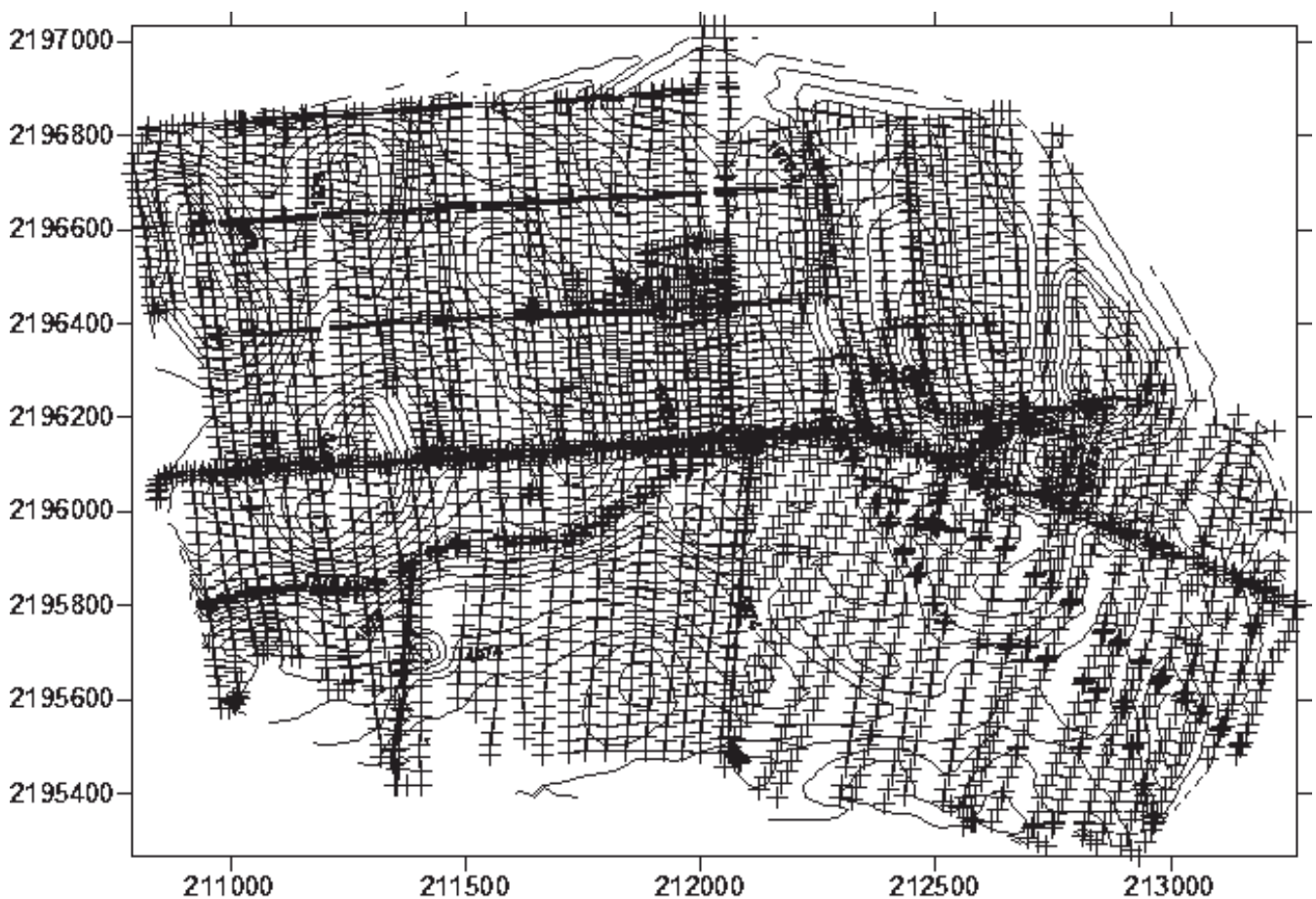


Figura 10. Puntos registrados para el análisis microtopográfico y curvas de nivel generadas para el área de las Lomas, en la ciénega de Zacapu, Michoacán.

B. UBICACIÓN DE TRINCHERAS:

La primera trinchera se ubicó a un costado de la carretera Cantabria – Zacapu, con coordenadas UTM 212446.7 N, 2196141.7 W y 2.2 m de profundidad, fue levantada el 24 de junio de 2008 y fue identificada con el nombre *Pozo Carretera*; el segundo perfil geológico fue levantado en una noria con coordenadas UTM 212819.7 N, 2196304.2 W y una profundidad de 3.17 m, levantada el 4 de julio de 2008 e identificada con el nombre *Noria Cantabria*; el tercer perfil geológico fue seleccionado a partir de la excavación de una serie de 10 trincheras levantadas a los costados de un camino de terracería, a casi 100 m de La Noria, con coordenadas UTM 212782.8 a 212864.8 N, 2196245.8 W, realizadas el 8 de diciembre de 2008, fue nombrada *Trinchera 3* y posee una profundidad de 2.2 m; el último perfil fue levantado en una trinchera cerca de un invernadero con coordenadas UTM 212590.2 N, 2195512.5 W y una profundidad de 2.2 m, también en diciembre del 2008 y fue identificada como *Invernadero* (fig. 11). Como datos adicionales se registró la estratigrafía exhibida en un pozo de casi 3m de profundidad a 200m de la Noria y el cual está destinado al almacenamiento de forraje.

C. OBTENCIÓN DE LAS MUESTRAS.

De cada una de las trincheras excavadas, se muestrearon las paredes a cada 10 cm o a cada cambio relevante, usando una espátula metálica que se limpió cuidadosamente entre muestra y muestra, colocando el sedimento en una bolsa debidamente etiquetada con fecha, localidad y número de muestra.

Posteriormente, se realizó un dibujo detallado de los sustratos y contactos observados en las paredes de las trincheras, de las características sobresalientes de los sedimentos colectados, su color, litología, contenidos orgánicos, presencia de cerámica, granulometría visible, evidencias de algún evento geológico importante y se llevó un registro fotográfico con escala de las zonas.

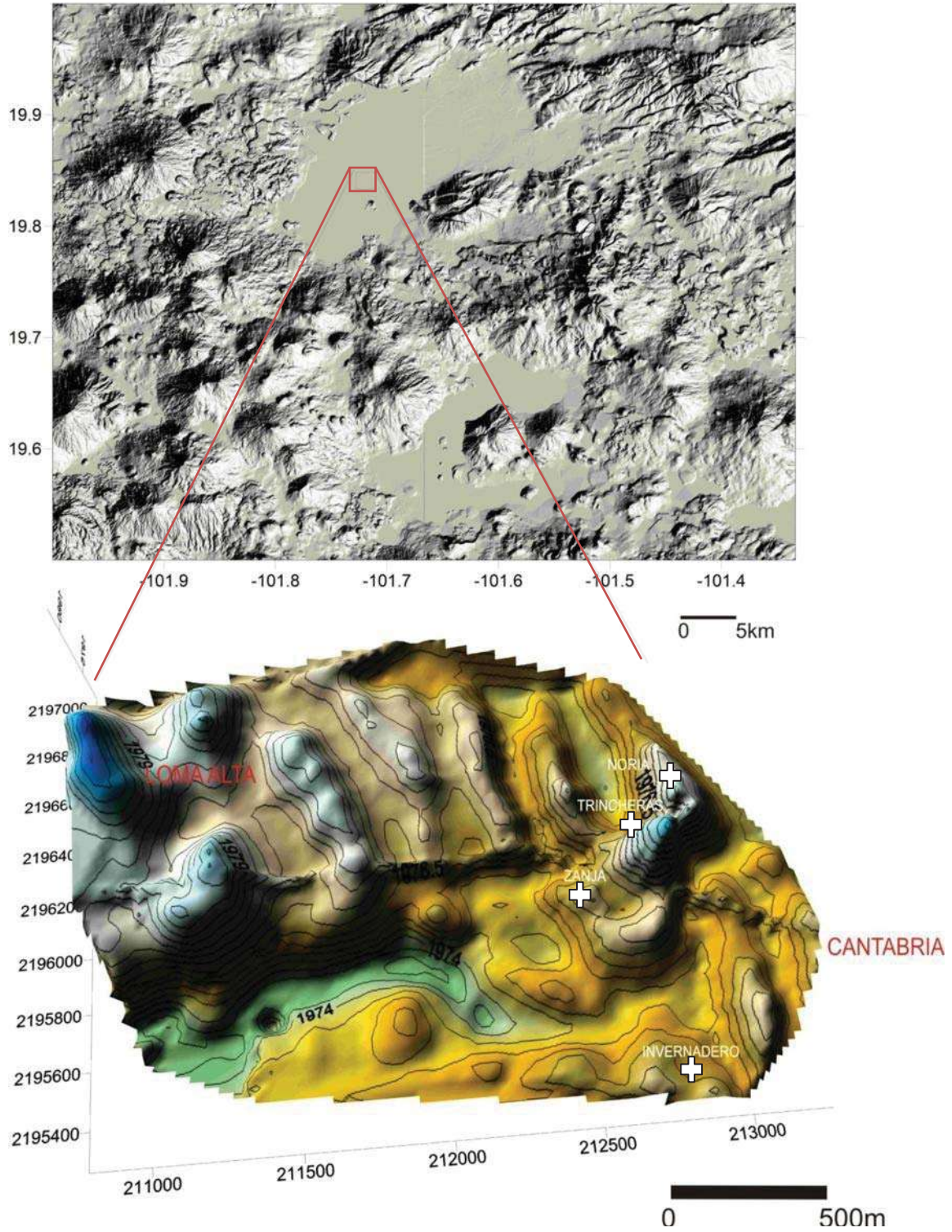


Figura 11: Ubicación de las trincheras de trabajo.

VII.2. Trabajo De Laboratorio

Las muestras obtenidas de cada una de las trincheras fueron sometidas a *Análisis Granulométricos* en el laboratorio de Geología del IIM, mediante ellos se determinó el tamaño de las partículas que integran los sedimentos procesados, e indirectamente la hidrodinámica de la ciénega de Zacapu.

Otra porción de las mismas muestras fueron sometidas a *Análisis de Contenido de Carbono* (Total, Orgánico e Inorgánico), que determinaron el contenido de materia orgánica del suelo e indirectamente los regímenes de humedad y sequía en la zona; *Análisis Mineralógicos* (Difracción de Rayos X, Espectroscopía de Infrarrojo y Microscopía Electrónica de Barrido) que determinaron cualitativamente las especies minerales presentes en las columnas levantadas. La otra fracción se utilizó para *Estudios micropaleontológicos* mediante los cuales se separaron e identificaron microfósiles (ostrácodos) presentes en las muestras de sedimentos de las trincheras cavadas.

A. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS.

La determinación del tamaño de partícula de las muestras de sedimento de la columnas de Zacapu se realizó con el equipo Coulter LS 100Q (fig. 12), cuyo principio básico es la difracción de una luz láser por las partículas como la principal fuente de información sobre el tamaño de la partícula. La luz láser empleada por el equipo posee una longitud de onda de 750 nm y el rango de diámetro de partícula medible es de 0.4 a 2000 micrones ⁽¹⁵⁾.

La radiación láser pasa a través de un filtro espacial y lentes de proyección para formar un haz de luz. Este haz pasa a través de la celda de muestra donde se encuentran las partículas de sedimentos dispersadas en el aire, la luz incide en ellas en patrones característicos que dependen de sus tamaños. Un patrón de difracción es la intensidad de la luz dispersada como una función del ángulo de dispersión. La luz difractada es colectada en tres detectores ópticos Fourier, ubicados para captar la

dispersión a bajo, mediano y alto ángulo. Los lentes Fourier son sensibles sólo al ángulo de los rayos de luz incidentes en ellos.



Figura 12: Determinador de tamaño de partícula Coulter LS 100Q.

Con la información captada por los detectores se forma un patrón de difracción primero para cada partícula y luego para toda la muestra, produciendo un patrón final de la distribución de los tamaños de partícula de cada muestra. Este patrón es registrado en la computadora, con ayuda del software Coulter LS32, que permite visualizar los patrones de distribución y realizar análisis estadístico sobre ellos. Las ventajas de este equipo son que la muestra casi no requiere preparación previa, a excepción del secado y el análisis de cada muestra es sumamente rápido, mientras que la principal desventaja es que la muestra usada no puede ser recuperada, se trata pues de una técnica destructiva. La cantidad de muestra requerida para estos análisis varió de 4 a 7 g.

B. ANÁLISIS DE CONTENIDO DE CARBONO

El Carbono, como producto inicial y final del metabolismo orgánico, es uno de los mejores parámetros para evaluar la productividad. En sistemas continentales, se encuentra generalmente como producto en equilibrio con el ácido carbónico (H_2CO_3) y en menor proporción como parte de compuestos orgánicos en el detrito y en los seres vivos (Robert, 1981).

Para determinar los contenidos de carbono en las muestras se usó el equipo conocido como Coulómetro (Marca: UIC, Modelo S014) (Fig. 13), cuyo principio de funcionamiento es por la titulación de una solución donde se ha absorbido CO_2 como producto de la calcinación de material analizado ó por descomposición de los carbonatos de la muestra al ser atacados con un ácido (ver: Anexo I).



Figura 13. Coulómetro Marca UIC, Modelo S014

Técnica Para Calcular El Porcentaje de Carbono Total.

Inicialmente se calibra el coulómetro (Marca: UIC, Modelo 5300) primero sin muestra en el horno para que el aparato determine la cantidad de Carbono en el aire, posteriormente se mide la muestra estándar (0.020 g de carbonato de calcio, $CaCO_3$) por duplicado colocando, uno por uno, los estándares pesados dentro del horno a

900 °C hasta su total calcinación y lectura final de % de Carbono Total (usualmente entre 12 y 14%) (Razo, 2007).

Para empezar a analizar las muestras debemos pesar en una balanza analítica de 0.019 a 0.022 g de sedimentos secos, molidos y homogeneizados. Una vez calibrado el aparato, se colocan una a una las muestras en las charolas de cerámica previamente esterilizadas y se procesan en el horno, hasta que arrojen el resultado final que es registrado por una impresora conectada a la computadora central del coulómetro.

Técnica Para Calcular el Porcentaje de Carbono Inorgánico (TIC)

El equipo usado se llama Módulo de Acidificación (Marca: UIC, Modelo CM5130, ver: Anexo I); para calibrarlo se procede de manera similar que para determinar el nivel de Carbono Total; primero se procesa un blanco (un tubo solo con agua y ácido) y posteriormente los dos estándares de CaCO_3 (0.020g) (Razo, 2007).

Las muestras se pesaron en una balanza analítica, de 0.019 a 0.022 g de sedimentos previamente secados, molidos y homogeneizados, que se colocaron en el tubo disuelto con agua destilada (aprox. 5 ml). El resultado final fue registrado por la impresora.

El Carbono Inorgánico proviene principalmente de compuestos como carbonatos y bicarbonatos, además de compuestos muy raros como los carburos en un porcentaje muy bajo. Es uno de los principales nutrientes del metabolismo fotosintético de algas y macrófitas sumergidas. Su asimilación por el sistema lacustre suele ser por medio del CO_2 y HCO_3^- . La concentración de carbono inorgánico total en las aguas dulces depende del pH (≤ 5 : predomina el CO_2 libre, de 7 a 9: predomina el HCO_3^- y > 9.5 : predomina el CO_3^{2-}) y de la cantidad de carbonato y bicarbonato procedentes de la meteorización de rocas. El contenido de carbono inorgánico en los sedimentos lacustres suele ser muy reducido cuando el lago está en su etapa más productiva y sostiene grandes comunidades animales y vegetales, generalmente suelen ser

períodos climáticamente más favorables para el desarrollo de la vida. La concentración de carbono inorgánico aumenta cuando la cuenca presenta comunidades de organismos vegetales y animales menos desarrolladas y cuando existen las condiciones ambientales que permiten la reducción del espejo de agua, permitiendo al CaCO_3 disuelto precipitarse en los sedimentos lacustres (Margalef, 1983).

Cálculo del Porcentaje de Carbono Orgánico (TOC)

Cuando se habla de Carbono Orgánico se está refiriendo a todo aquel que proviene de compuestos orgánicos como plantas, animales, etc. Se obtiene simplemente restando al resultado del porcentaje de Carbono total el resultado del porcentaje de Carbono Inorgánico para cada muestra.

El carbono orgánico está presente en los sistemas acuáticos principalmente en forma soluble y sus fuentes de procedencia son alóctonas, tanto de la zona litoral como de la zona pelágica y autóctonas de la vegetación acuática sumergida. El origen bioquímico del carbono orgánico disuelto es fotosintético. La distribución temporal y espacial del carbono orgánico disuelto está correlacionada con la productividad del lago. La cantidad y calidad de carbono orgánico que acumula un lago dependen y varían en relación con el volumen de agua, los ciclos de crecimiento y disminución de la vegetación terrestre y semiacuática y con factores climáticos. Según Wetzel y Otsuki (1974, citado en Robert, 1981) el contenido de carbono orgánico era mayor cuando el contenido de vegetación era más grande y disminuía durante períodos estivales (con poca precipitación).

En lagos oligotróficos, las entradas de materia orgánica al agua son escasas y hay buenas condiciones de oxigenación, resultando en la degradación de materia orgánica en vías de sedimentación y por lo tanto, la acumulación de sedimento orgánico es lenta. En lagos eutróficos la entrada masiva de materia orgánica produce una rápida sedimentación, menor volumen de oxigenación del agua y acumulación rápida en los sedimentos. Por esta razón, encontramos un aumento en los

contenidos de carbono orgánico total en los sedimentos de lagos muy productivos y con elevada cantidad de vegetación, normalmente asociada a períodos climáticos favorables. Y su disminución se puede asociar a la desaparición de fuentes de materia orgánica o clima poco favorable (Robert, 1981).

C. ANÁLISIS MINERALÓGICOS.

DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

Es uno de los métodos más importantes en los estudios realizados en el área de Ciencias de la Tierra; se basa en la difracción de un haz de Rayos X que inciden sobre cristales del material analizado, así como su capacidad para penetrar en la sustancia y refractarse con la ley de Wolf – Bragg desde los planos atómicos de la red cristalina (Ostrooumov, 1995) (ver: Anexo I). (Fig. 14).



Figura 14. Difractómetro, Modelo D5000, Marca Siemens.

Las muestras sometidas a difracción fueron previamente seleccionadas, secadas y molidas en un mortero de ágata para que fueran homogéneas (tamaño menor a 40 micras). Una vez molida la muestra, se pesaron de 0.5 a 1 g y se colocaron en el difractor, el cual ya viene calibrado en cuanto a radiación usada, voltaje, corriente, filtro, etc. El equipo está conectado a una computadora con un software especial llamado DifracPlus, el cual se encarga de registrar los ángulos de difracción o máximos característicos de cada muestra, comparándolo con una base de datos y creando un difractograma que identifica el tipo de minerales que componen la muestra problema. Posteriormente, estos patrones de difracción pueden imprimirse y/o guardarse en el equipo para su posterior revisión.

ESPECTROSCOPIA DE INFRARROJO (EIR)

Dentro de las técnicas de caracterización de materiales, la espectroscopía de infrarrojo es una de las más utilizadas y económicas principalmente para la identificación de compuestos orgánicos e inorgánicos, además de no requerirse gran cantidad de muestra y en donde la preparación de ésta presenta muy pocas o nulas complicaciones (Ostrooumov, 2005) (fig. 15) (ver: Anexo I).



Figura 15: Espectrómetro de Infrarrojo marca Bruker, modelo Tensor 27.

Para poder someter las muestras a análisis por infrarrojo se requiere una previa preparación de las mismas. La muestra es secada y molida hasta tamaño

micrométrico (40 μ), posteriormente se pesa 0.003 g y se combina con 0.3g de Bromuro de Potasio (KBr, cuyas bandas no interfieren con las de la muestra). Una vez mezclada la muestra, se coloca en un dado metálico y este se prensa con un compresor a una presión aproximada de 10 toneladas durante 3 a 4 segundos para formar una pastilla semitransparente. Una vez obtenida la pastilla, se saca del dado con cuidado y sin tocarla se guarda en un lugar seco hasta que sea llevada al equipo de análisis.

El espectrómetro de infrarrojo está conectado a una computadora con un software específico llamado Opus, el cual grafica los picos presentes en la muestra analizada, haciendo las correcciones para agua y CO₂ atmosféricos. Los espectros resultantes pueden imprimirse y/o guardarse en el equipo, pero a diferencia del difractor, éste cuenta con una base de datos menos amplia para comparar los espectros resultantes con los de sustancias ya conocidas.

MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (MEB)

La Microscopía Electrónica de Barrido es una de las principales técnicas de caracterización de minerales, pues provee una resolución de imagen entre 1 y 10 nanómetros (nm). Su principio básico es la incidencia de un haz de electrones acelerados sobre una muestra y su posterior dispersión y registro para generar una imagen de apariencia tridimensional (Egerton, 2005). Sus principales ventajas son que posee muy alta resolución, no requiere mucha muestra para el análisis, esta es fácil de preparar y además de proporcionarnos información morfológica también se puede hacer microanálisis químico elemental. Las desventajas de este equipo son que solamente es útil para analizar texturas externas y la muestra es destruida por metalización (Fig.16) (ver: Anexo I).



Figura 16: Microscopio electrónico de barrido, marca Bruker modelo JSM-6400.

Las muestras requieren de muy poca preparación previa. Para este proyecto, los sedimentos fueron diluidos y una gota fue colocada en un portamuestras cilíndrico de cobre de aproximadamente 15mm de alto y 5mm de diámetro. Una vez evaporada el agua de la muestra, se metalizó cubriendo su superficie con una capa de cobre de 10 a 20 nm de espesor. Este proceso se hace al vacío, usando técnicas de evaporación o sublimación y se usa cobre porque este metal es un excelente conductor, permite obtener una imagen con buena resolución y también porque es más económico. Las muestras metalizadas fueron colocadas en el portamuestras del MEB y analizadas.

D. ESTUDIOS MICROPALAEONTOLÓGICOS

Limpieza y Separación de Ostrácodos (Rodríguez Ramírez, Com. Per.)

En primer lugar se pesa en una balanza analítica de 1 a 5 gramos de muestra y se coloca en un vaso de precipitado con 250 ml de agua destilada, 0.5 g de bicarbonato de sodio y 2.5 ml de detergente líquido concentrado de pH neutro (Extran). Se mezcla suavemente, se cubre con plástico adherente y se deja reposar de 2 a 7 días,

dependiendo de la compactación de los sedimentos. Los sedimentos se deben mezclar suave y constantemente hasta que las valvas se limpien completamente.

Una vez transcurridos los 7 días, el sedimento se tamiza con agua corriente a poca presión, resbalando el agua por las paredes del tamiz. Se han utilizado tamices con apertura de malla de 63, 150 y 250 micrones para separar valvas de organismos juveniles y adultos. Una vez separado el sedimento, se seca el residuo usando alcohol no desnaturalizado para desplazar el agua y luego se deja secar a temperatura ambiente, evitando las corrientes de aire.

Una vez secos nuestros concentrados de organismos, se procede a separar los ostrácodos mediante un pincel fino (5 – 0 Kolinski), se toman datos morfométricos de las valvas, se identifican y se hacen los conteos respectivos. Finalmente se montan los ostrácodos en laminillas micropaleontológicas Plummer mediante goma de tragacanto, colocándolos con la parte ventral hacia abajo y la dorsal hacia arriba. Las valvas izquierda y derecha con las partes anteriores opuestas, identificando adultos y juveniles. Las claves de identificación usadas fueron las de Delorme (1970a, 1970b, 1971), Griffiths et al. (1993), Horne et al. (2002), Meisch (2000) y Tressler (1959). Aunque las claves taxonómicas se basan principalmente en las partes blandas de la anatomía, se usó la clasificación poniendo énfasis en la forma y estructura del caparazón, el patrón de cicatrices musculares y la estructura de la lamela interna.

VIII. RESULTADOS

En el presente estudio se realizaron un total de trece zanjas de profundidades entre 2 y 3 m, con el objetivo de conocer la litología y estratigrafía de la zona conocida como las “Lomas” dentro de la Ciénega de Zacapu, así como comprender el efecto de la tectónica y el volcanismo en el control del registro sedimentario y en la deformación de esta área. De estas 13 zanjas se seleccionaron las columnas más representativas para construir la columna tipo y para los análisis mineralógicos, granulométricos y micropaleontológicos; los perfiles que no son presentados en esta sección por considerarse similares, se encuentran en el Anexo II.

VIII.1. MICROTOPOGRAFÍA

Dentro del marco de esta investigación se realizó un levantamiento microtopográfico en el área correspondiente a las Lomas de Cantabria, facilitándonos la caracterización de nuestra zona de estudio; los resultados obtenidos fueron usados para obtener un modelo digital de elevaciones detallado, con una distancia entre curvas de nivel de 0.5 m, el cual nos permitió observar la geomorfología del lugar más detalladamente y enunciar sus particularidades morfológicas y morfométricas.

En el modelo de elevaciones (fig. 17) podemos notar que se trata de una serie de lomas de 2 a 10 m de altura, prácticamente paralelas entre sí y con dirección preferencial NNO – SSE, alcanzando una elevación máxima de 1982 msnm y una mínima de 1972 msnm. Morfológicamente, se caracterizan por ser lomas con pendientes suaves, alargadas, con su eje más grande en dirección norte - sur y su eje más pequeño en dirección este - oeste. Al sur del grupo de Lomas, se encuentra una depresión correspondiente al antiguo exutorio natural de la Laguna de Zacapu; en general se puede apreciar que la topografía es más alta en la porción noroeste y más baja en el sur. La morfología sugiere que la formación de las Lomas se relaciona con un plegamiento en dirección NNW – SSE, generado posiblemente por una onda

sísmica, la cual levantó los sedimentos depositados en la antigua ciénega de Zacapu y provocó la deformación del área.

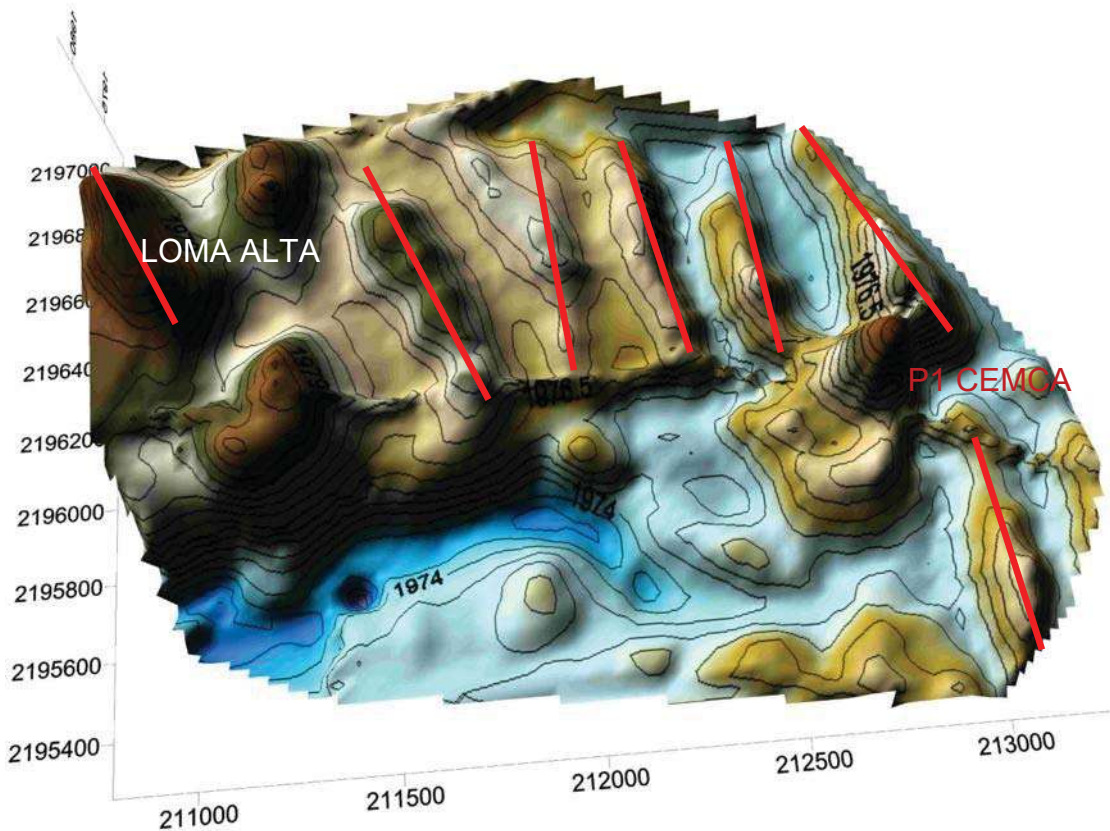


Figura 17. Modelo digital de elevación para el área de las Lomas, SO de la Ciénega de Zacapu, Mich. El color azul representa las zonas más bajas.

La investigación llevada a cabo por el CEMCA se enfocó principalmente en la elevación conocida como Loma Alta, la cual como su nombre lo indica es la loma con mayor altura de todo el grupo, ubicada en la porción noroeste del mapa y la cual posee el registro más importante de actividad humana preclásica; pero también levantaron algunos perfiles en el resto de las Lomas. Uno de estos puntos (denominado Punto 1 para el CEMCA) coincide a su vez con el área estudiada por Ortega y colaboradores en 2002, la cual se ubica en la loma en el extremo Este del

mapa (fig. 17), la cual tiene una altitud de 1981 msnm y su morfología no es consistente con el resto de las lomas, pues es casi circular y no alargada en su eje N-S, como las demás. Frente a los flancos noroeste (la loma vecina) y suroeste de dicha loma, se obtuvieron los perfiles estratigráficos del presente trabajo, abarcando una loma y una zona de depresión.

VIII.2. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

El basamento de la zona corresponde a lavas fluidas de edad miopliocénica y de composición basáltica a andesítica con afinidad calcoalcalina, alternando con brechas volcánicas, escorias, productos piroclásticos y estratos de alteración arcillosa. Cubriendo con traslape transgresivo se encuentran depósitos lacustres de edad Pliocénica – Pleistocénica, seguidos por el desarrollo de aparatos volcánicos basálticos y andesíticos. Durante el Pleistoceno continuó la actividad volcánica, con la deposición de coladas de lava producidas por el nacimiento de pequeños aparatos volcánicos especialmente el sistema Tres Cerritos – Capáxtiro – Malpaís Prieto; los derrames de lava de estos aparatos cerraron la laguna de Zacapu al noroeste y además están recortados por fallas que indican que la tectónica distensiva fue activa hasta fechas recientes.

Sobre esta unidad se encuentra una secuencia lacustre del Pleistoceno superior caracterizado por depósitos de diatomitas intercaladas con arenas; seguida por una secuencia lacustre de 10 000 años de antigüedad, caracterizada por la presencia de turbas y depósitos arcillosos coluviales y aluviales, propios de un ambiente cenagoso. En las Lomas se registran formaciones arcillosas producidas por alteración de diatomitas, intercaladas con capas de ceniza volcánica, en condiciones de sumersión; en estas formaciones arcillosas existen depósitos y vestigios antropogénicos. Además, esta secuencia más reciente está claramente afectada por tectónica, reflejada tanto en la deformación plicativa de los depósitos lacustres más

antiguos (>40 000 años aP), como en el microfalloamiento y estructuras de licuefacción de las capas arcillosas superiores de toda la secuencia estratigráfica que contienen evidencia de actividad humana.

VIII.3. ESTRATIGRAFÍA

Los sedimentos de un lago se forman de la acumulación de materiales arrastrados (alóctonos) y de materiales producidos en la misma masa de agua (autóctonos), minerales (evaporitas, arcillas, limos, arenas, fragmentos de roca) y orgánicos (organismos animales y vegetales muertos, excrementos, material detrítico alóctono). La composición y velocidad con que se acumulan dichos materiales expresa la actividad del lago como receptor de una cuenca y centro de actividad biológica, por lo que se puede considerar como su memoria. Evidentemente, existe una interacción entre los organismos vivos y el material acumulado, aunque suele ser menos intensa que en los suelos emergidos. Por ejemplo, los animales del bentos suelen mezclar constantemente las capas superiores habitables de los sedimentos, produciendo estructuras conocidas como *bioturbaciones*.

La erosión, transporte y sedimentación de partículas minerales depende de la morfología, corrientes dominantes y procesos internos del lago que pueden resuspender, seleccionar y volver a depositar los materiales. En sistemas de agua dulce el material que se sedimenta suele ser abundante, debido a que su producción primaria puede ser más alta y a que hay una mezcla más importante de material inorgánico. De este material una parte será digerida, disuelta o resuspendida y dispersada, hasta que el resto se integre permanentemente al sedimento (Margalef, 1983).

Perfil 1/ Pozo Carretera

Localización: 2196141.7 longitud, 212446.7 latitud UTM; 1976 msnm

Con una profundidad de 2.20 m, en esta columna se observan tres unidades diferentes, de base a cima:

Unidad I: posee 60 cm de espesor y está conformada por una serie de capas limo - arcillosas grisáceas, mezcladas con ceniza volcánica negra, se encuentran además algunos agregados de diatomita color crema y pequeños clastos de carbonatos precipitados. En esta unidad se observan también contenidos moderados a abundantes de materia orgánica, algunos fragmentos de huesos, vértebras y escamas de pez, gránulos de carbón dispersos y poblaciones muy desarrolladas de organismos como ostrácodos, bivalvos y gasterópodos pulmonados, los cuales pueden constituir hasta el 80% de los componentes de los sedimentos; las especies de ostrácodos observadas pertenecen principalmente a cuerpos de agua relativamente profundos y con vegetación acuática asociada, mientras que el más abundante de los gasterópodos correspondió al género *Physa* asociado a cuerpos de agua perennes. Esta secuencia muestra estructuras sinsedimentarias llamadas rizaduras de corriente en prácticamente todas las capas.

Unidad II: un estrato de 1m de espesor formado de ceniza volcánica negra con abundantes fragmentos de vidrio, obsidiana, algunos fragmentos de huesos de pez y muestras de oxidación. El contacto de esta unidad con la unidad I es una discordancia erosiva.

Unidad III: posee 60 cm de espesor, la conforman una alternancia de capas laminares arcillo-limosas color café claro mezcladas con ceniza volcánica negra la cual presenta oxidación anaranjada - rojiza moderada; se observan pocos fragmentos dispersos de huesos, vértebras y escamas de pez, así como un moderado contenido de vidrio volcánico. En la parte superior de este nivel se encuentran intercalados tres estratos de entre 2 y 5 cm de espesor de ceniza

volcánica negra fina con microfallas, lo cual hace suponer que han sido afectados por actividad tectónica reciente.

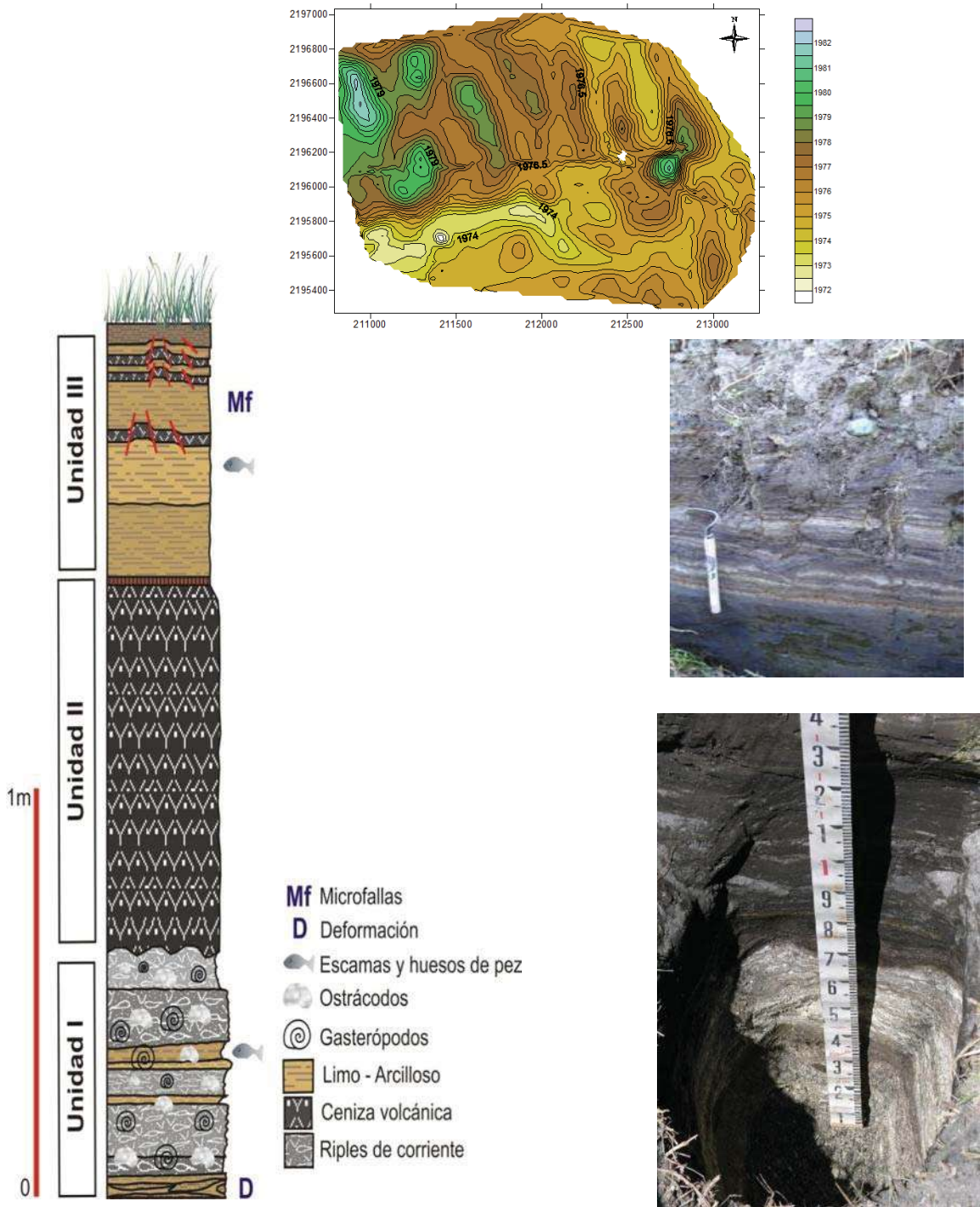


Figura 18. Columna litológica del perfil 1: Pozo Carretera, ubicación y registro fotográfico.

Perfil 2/ Noria Cantabria

Localización: 2196304.2 longitud, 212819.7 latitud UTM; 1978 msnm.

Con una profundidad de 3.20 m, en esta columna se observan tres unidades diferentes, de base a cima:

Unidad I: de 2 m de espesor, esta unidad comprende una serie de capas laminares arcillo - limosas de diatomita color crema a café claro conteniendo abundantes fragmentos de huesos, vértebras y escamas de pez; estas capas se encuentran intercaladas con 4 estratos centimétricos de cenizas volcánicas, con espesores de 10, 50, 3 y 4 cm respectivamente, de colores gris oscuro, gris claro verdoso y blanco, las cuales contienen abundante vidrio volcánico y fragmentos de pómez; los niveles de tefra de 10 y 50 cm muestran estructuras de licuefacción asociadas a colapso, donde la ceniza arenosa de grano medio se mezcla en la ceniza arenosa de grano fino. También se observa deformación de las capas de esta unidad. La edad obtenida a 15 cm de la base de esta unidad por medio de radiocarbono fue de 39 200 años aP.

Unidad II: con 40 cm de espesor, está formada por una mezcla de arcillas color crema a café claro y lentes de ceniza volcánica blanca grisácea, con presencia de fragmentos de pómez, abundante vidrio volcánico, cuarzo, moderados restos de huesos, escamas y vértebras de pez; comienza a notarse la presencia de organismos gasterópodos pulmonados, pero no de ostrácodos. El contacto de esta unidad con la unidad I es ondulado y ligeramente erosivo.

Unidad III: posee 80 cm de espesor, se trata de una serie de capas limo -arcillosas grisáceas, mezcladas con ceniza volcánica negra, algunos agregados de diatomita blanca dispersos y pequeños clastos de carbonatos; se registró la presencia de contenidos moderados a abundantes de materia orgánica, algunos fragmentos de huesos, vértebras y escamas de pez, así como gránulos de carbón dispersos y muy escasos. Estas capas muestran poblaciones muy abundantes de organismos como ostrácodos, bivalvos y gasterópodos pulmonados, los cuales constituyen hasta el

80% del total en peso de los sedimentos. Este estrato muestra estructuras sinsedimentarias conocidas como rizaduras de corriente. Su contacto con la unidad II es transicional y quizá podrían formar parte de un mismo período de depósito.

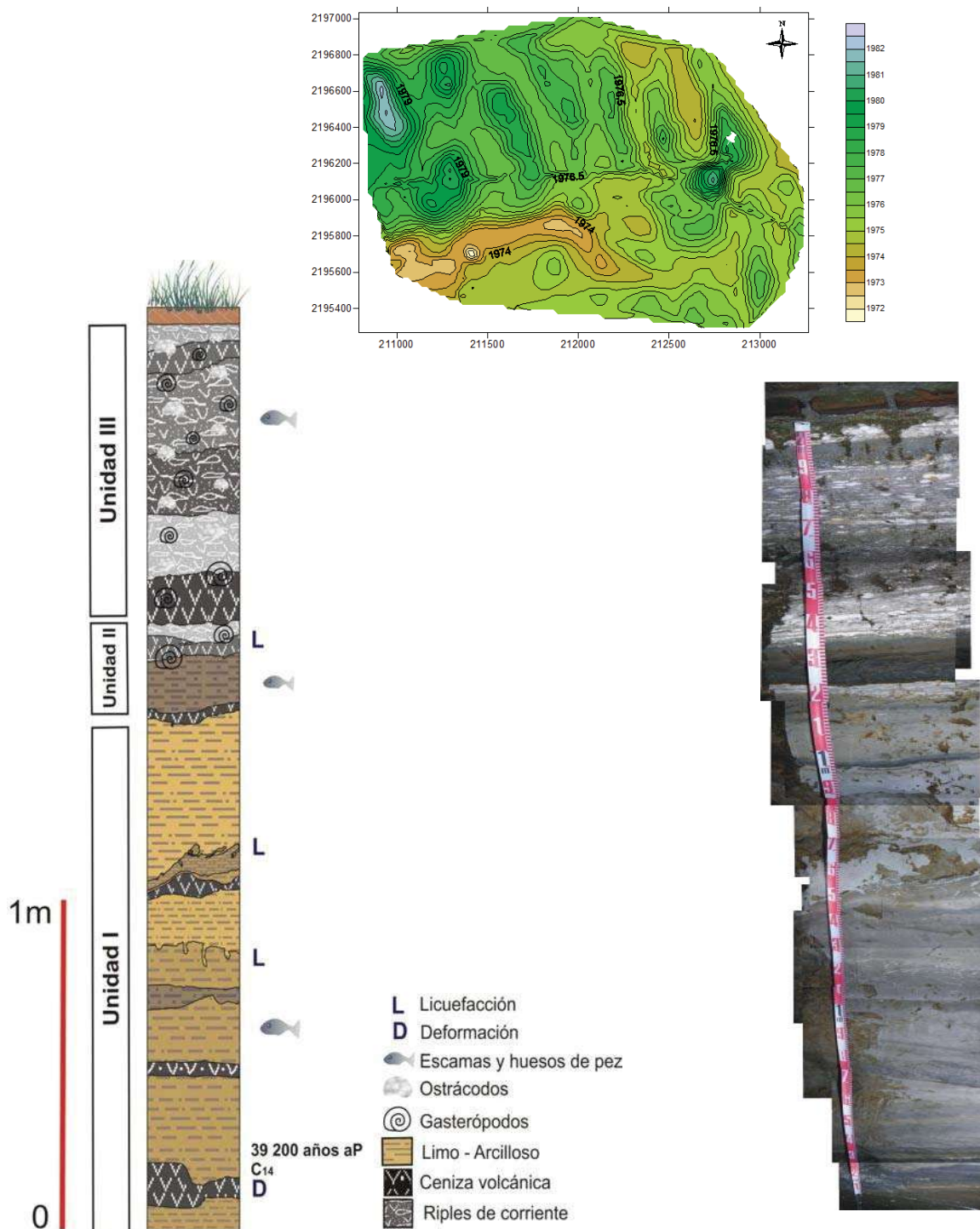


Figura 19. Columna litológica del perfil 2: Noria Cantabria, ubicación y registro fotográfico.

Perfil 3/ Trincheras 3

Localización: 2196245.8 longitud, 212830 latitud UTM; 1977 msnm.

Con una profundidad de 3.20 m, en esta columna se observan cuatro unidades diferentes, de base a cima:

Unidad I: un paquete de 1.70 m de espesor, compuesto por capas laminares arcillo - limosas de diatomita color café claro a crema, exhibiendo abundantes fragmentos de huesos, vértebras y escamas de pez; el contenido de materia orgánica observado es moderado y es notoria la presencia de gránulos de sedimentos con oxidación amarillo – anaranjada, algunas de estas capas contienen restos vegetales y poco carbón; las diatomitas se encuentran intercaladas entre cinco estratos centimétricos de cenizas volcánicas, con espesores de 10, 1, 1, 1 y 5 cm respectivamente, de colores blanquecino, negro y gris verdoso, las cuales contienen abundante vidrio volcánico y fragmentos de pómez; a una profundidad de 2.2 m se encuentra una capa con estructuras de licuefacción asociadas a colapso, en este caso la ceniza volcánica se intrusióna en las capas diatomíticas.

Unidad II: Con 60 cm de espesor, se trata de una serie de capas no laminares arcillo - limosas de diatomita color café claro a crema, deformadas, en algunos casos con estratificación cruzada, conteniendo moderados fragmentos de huesos, vértebras y escamas de pez, así como abundante oxidación de limos color ocre – rojiza; estas capas contienen abundantes restos vegetales y poco carbón; las diatomitas se encuentran intercaladas con un estrato de cenizas volcánicas blancas de 2 cm de espesor y en su base un estrato de 15 cm de espesor formado de ceniza volcánica negra con alto contenido de vidrio volcánico, mezclada con algunos agregados de diatomita, escasos restos de materia vegetal y oxidación moderada. El contacto de esta unidad con la unidad I es ondulado.

Unidad III: se trata de un depósito de 1.10 m de espesor de sedimentos correspondientes al suelo reciente, con abundantes restos de materia orgánica.

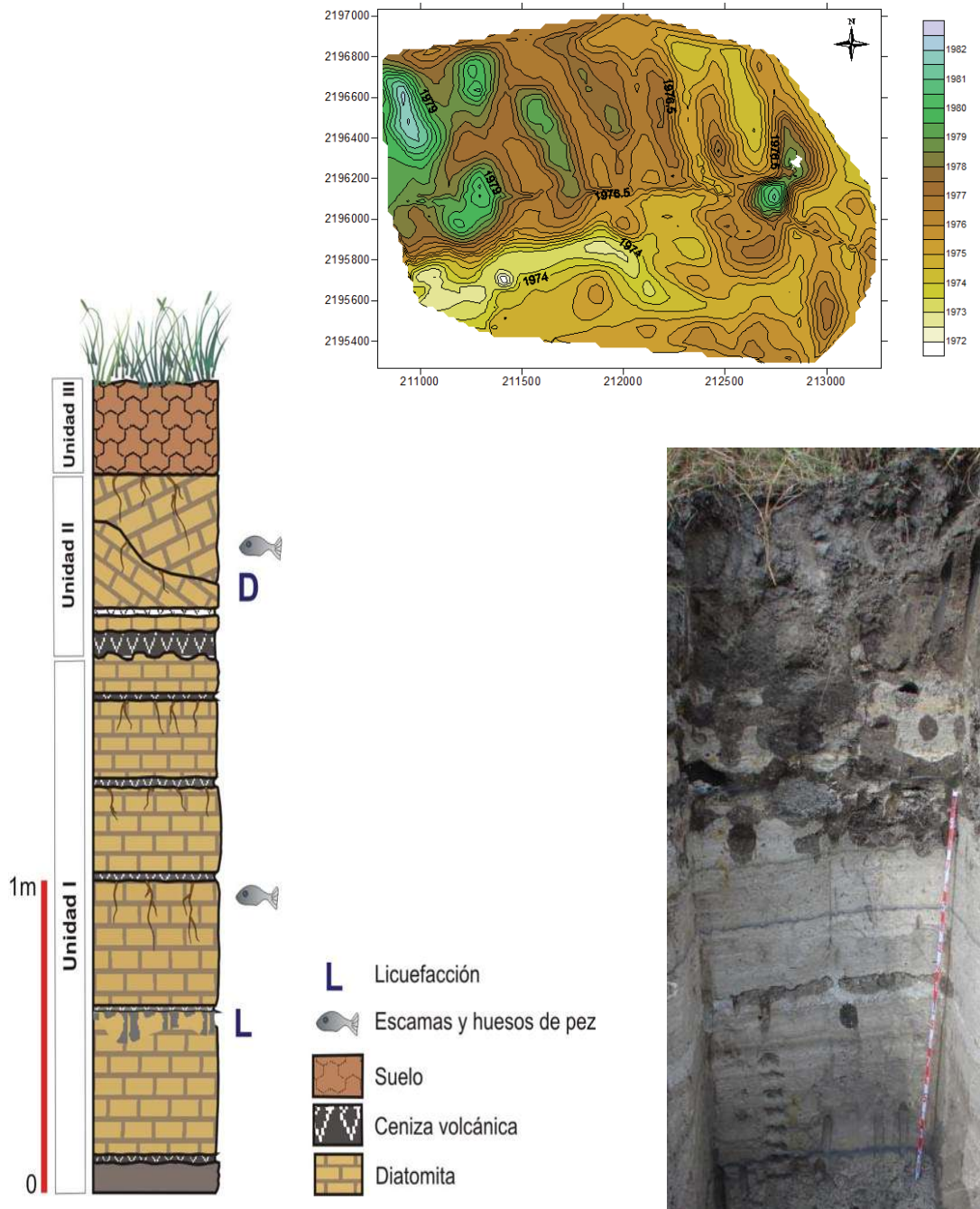


Figura 20. Columna litológica del perfil 3: Trincheras 3, ubicación y registro fotográfico.

Perfil 4/ Trincheras 2

Localización: 2196245.8 longitud, 212782.8 latitud UTM; 1977 msnm.

Con una profundidad de 3 m, en esta columna se observan cuatro unidades diferentes, de base a cima:

Unidad I: Posee 45 cm de espesor, la unidad está formada de capas laminares arcillo - limosas de diatomita color café claro, presentando abundantes fragmentos de huesos, vértebras y escamas de pez; esta unidad muestra un contenido moderado de materia orgánica y oxidación amarillo – anaranjada, algunas de estas capas contienen restos vegetales y poco carbón; las diatomitas se encuentran intercaladas con tres estratos centimétricos de cenizas volcánicas, con espesores de 5, 3 y 7 cm respectivamente, de colores negro y gris verdoso, las cuales contienen abundante vidrio volcánico y fragmentos de pómez; se observan algunas bioturbaciones.

Unidad II: Con 70 cm de espesor, se trata de una serie de capas limo - arcillosas grisáceas, mezcladas con ceniza volcánica negra, agregados de diatomita blanca y pequeños clastos de carbonatos; incluye contenidos moderados a abundantes de materia orgánica, algunos fragmentos de huesos, vértebras y escamas de pez, gránulos de carbón dispersos y una fuerte presencia organismos como ostrácodos, bivalvos y gasterópodos pulmonados. Este estrato también muestra rizaduras de corriente. Su contacto con la unidad I es transicional.

Unidad III: es un bloque de 60 cm de espesor formado de ceniza volcánica negra con abundantes fragmentos de vidrio, obsidiana, algunos fragmentos de huesos de pez y muestras de oxidación. Este estrato se encuentra muy inclinado, con apariencia de bloque caído. El contacto de esta unidad con la unidad II es una discordancia erosiva.

Unidad IV: de 1.25 m de espesor, se trata de sedimentos limosos café oscuro, con abundantes restos de materia orgánica y fragmentos de cerámica. Su contacto con la unidad III es ondulado.

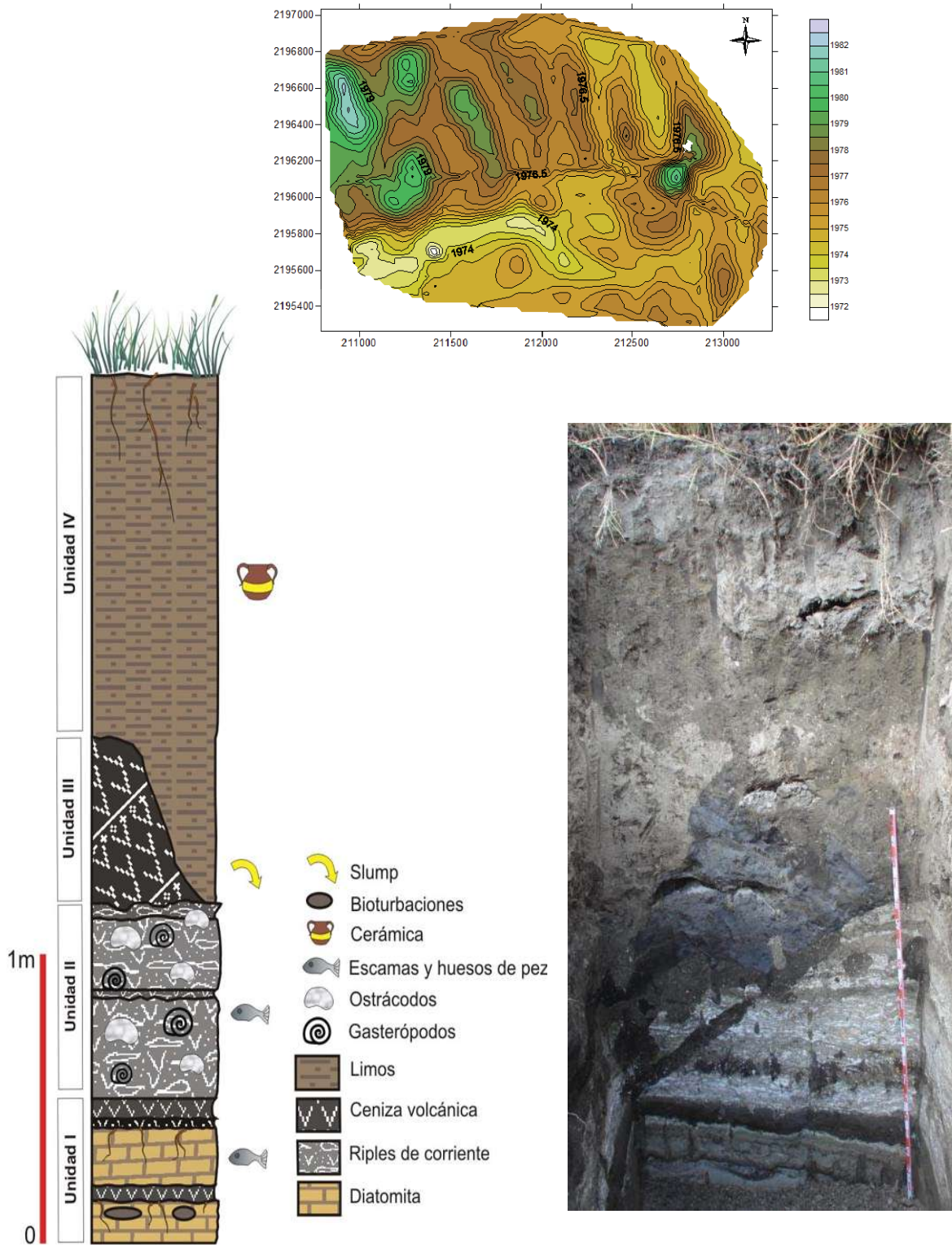


Figura 21. Columna litológica del perfil 4: Trinchera 2, ubicación y su registro fotográfico.

Perfil 5/ Trincheras 7

Localización: 2196245.8 longitud, 212864.8 latitud UTM; 1977 msnm.

Con una profundidad de 2.3 m, en esta columna se observan tres unidades diferentes, de base a cima:

Unidad I: con 1.4 m de espesor, está compuesta por capas limo - arcillosas grisáceas, mezcladas con ceniza volcánica negra, agregados de diatomita blanca y pequeños cúmulos de carbonatos; el contenido de materia orgánica varía de moderado a abundante, se registraron también algunos fragmentos de huesos, vértebras y escamas de pez, gránulos de carbón dispersos y un desarrollo muy notorio de poblaciones de organismos como ostrácodos, bivalvos y gasterópodos pulmonados, similares a los descritos en los otros perfiles. Este estrato muestra estructuras evidentes de rizaduras de corriente y en su parte superior se observa afectado por microfalloamiento. Estas capas además están alternadas con cuatro estratos centimétricos de cenizas volcánicas negras y finas y una capa de diatomitas laminares café claro deformadas.

Unidad II: de 65 cm de espesor, formada por sedimentos limosos café oscuro, con abundantes restos de materia orgánica y fragmentos de cerámica, los cuales están mezclados con bloques caídos de ceniza volcánica negra con abundantes fragmentos de vidrio, de diatomitas café claro laminares y sedimentos de la unidad inferior. Presenta algunas estructuras de bioturbación. En general esta unidad está muy deformada por tectónica.

Unidad III: con un espesor de 25 a 60 cm, son sedimentos pertenecientes al suelo reciente, con abundantes restos de materia orgánica.

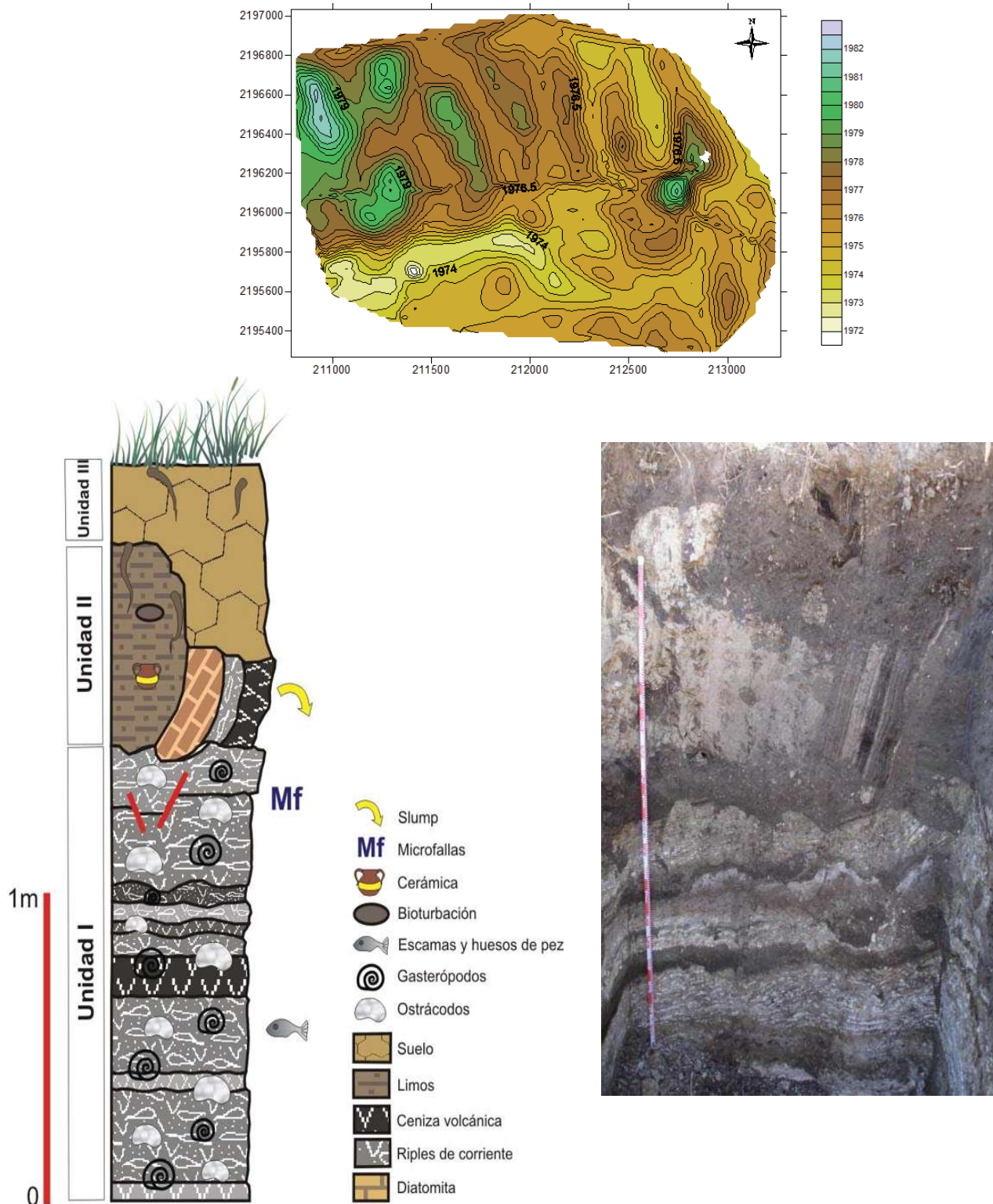


Figura 22. Columna litológica del perfil 5: Trinchera 7, ubicación y registro fotográfico.

Perfil 13/ Invernadero

Localización: 2195512.5 longitud, 212590.2 latitud UTM; 1976 msnm.

Con una profundidad de 2.20 m, en esta columna se observan tres unidades diferentes, de base a cima:

Unidad I: Con 40 cm de espesor, se trata de una serie de capas arcillo - limosas blanquecinas, mezcladas con ceniza volcánica negra, abundante vidrio y niveles de oxidación moderados; también se puede observar la presencia de escasos agregados de carbonatos y contenidos moderados a abundantes de materia orgánica, así como algunos gránulos de carbón dispersos. La edad obtenida a 10 cm de la cima de esta unidad por medio de radiocarbono fue de 34 500 años aP.

Unidad II: un paquete de 60 cm de espesor, conformado por capas limo – arcillosas grisáceas, mezcladas con agregados de diatomita amarillenta, muy poca ceniza volcánica negra dispersa y pequeños clastos de carbonatos; presenta un contenido moderado de cuarzo, y no se registró la existencia de organismos como ostrácodos y gasterópodos pulmonados. Dichas capas se encuentran intercaladas con tres estratos centrimétricos de cenizas volcánicas negras y otro estrato con estructuras lenticulares de ceniza volcánica grisácea. Su contacto inferior es transicional.

Unidad III: con 1.20 m de espesor, es un grupo de capas limosas y limo – arenosas color café claro mezcladas con ceniza volcánica negra la cual presenta oxidación ocre - rojiza moderada; también es moderado el contenido de vidrio volcánico y los agregados de carbonatos. Las capas inferiores muestran abundante contenido de diatomeas y las intermedias de materia orgánica y carbón; mientras que en las capas superiores encontramos abundantes fragmentos de cerámica.

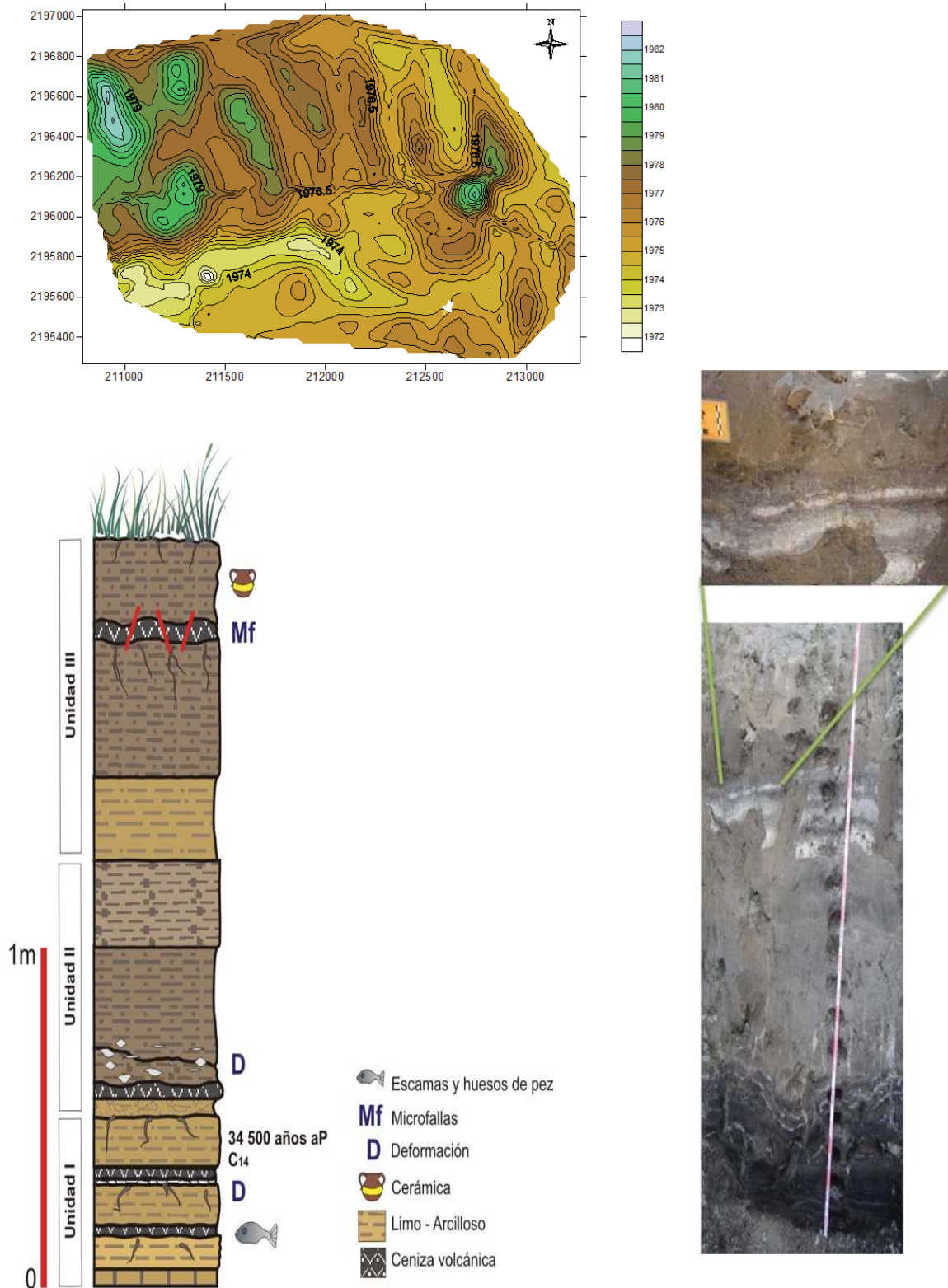


Figura 23. Columna litológica del perfil 13: Invernadero y su registro fotográfico.

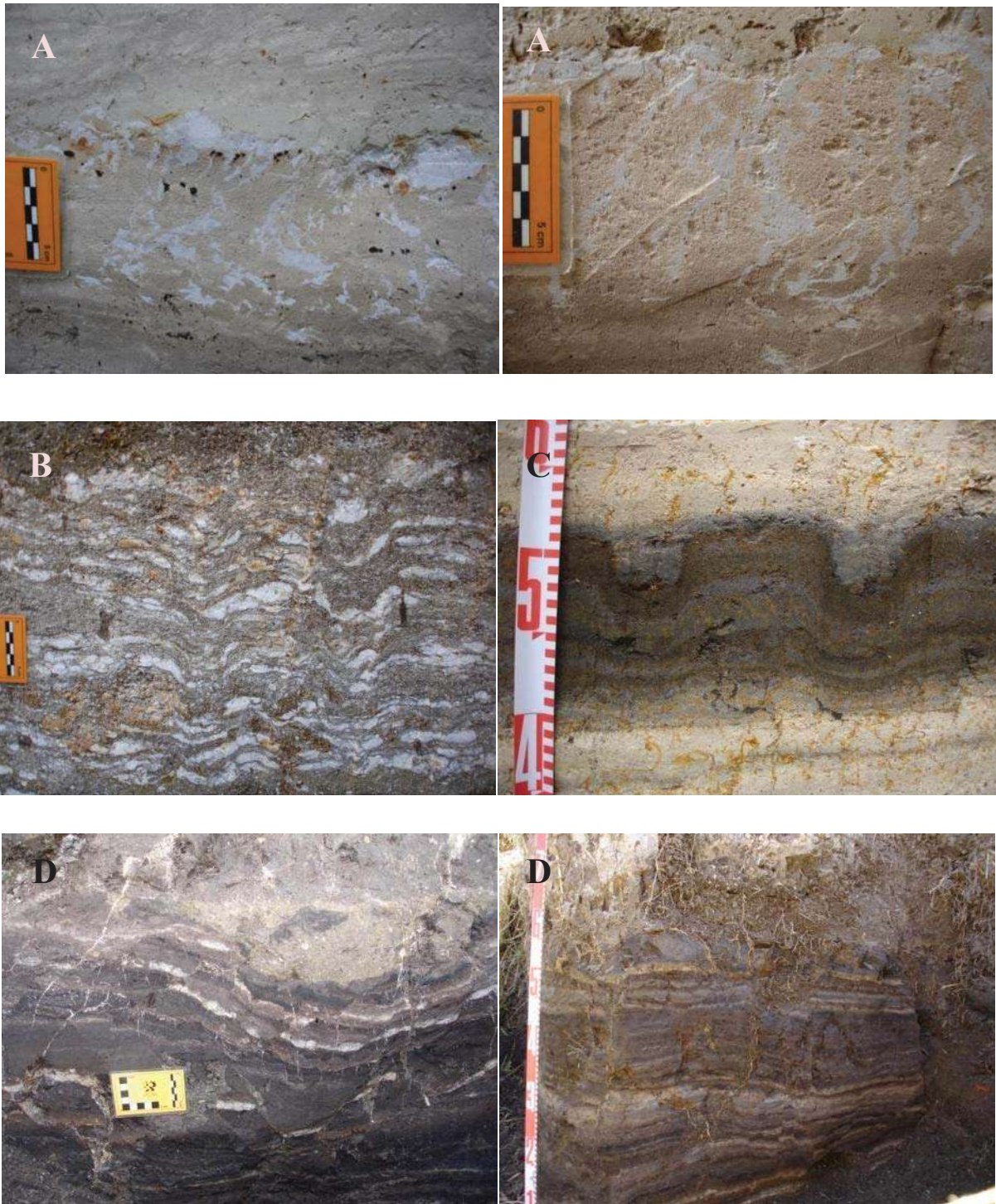


Figura 24. Detalles de las estructuras observadas en campo. A: Licuefacción, B: Rizaduras, C: Deformación, D: Microfallamiento y deformación.

VIII.4. ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO

Generalmente la energía externa disponible en el ambiente o en un sistema lacustre se refleja en las características del sedimento; horizontalmente el diámetro promedio del material sedimentado generalmente decrece al aumentar la profundidad, reflejando disminución de energía del ambiente (Margalef, 1983). La figura 25 muestra la relación entre tamaño de partícula y velocidad del flujo de agua, a partir de los cuales podemos distinguir entre zonas de erosión, transporte y sedimentación. A través del análisis de esta figura e integrando nuestros resultados podemos inferir, puesto que el tamaño dominante de nuestros sedimentos se encuentra en la fracción limo-arcillosa, la velocidad del flujo de agua en la zona de estudio sería del orden de 0.001 cm/seg, lo cual se traduce en un ambiente de baja energía.

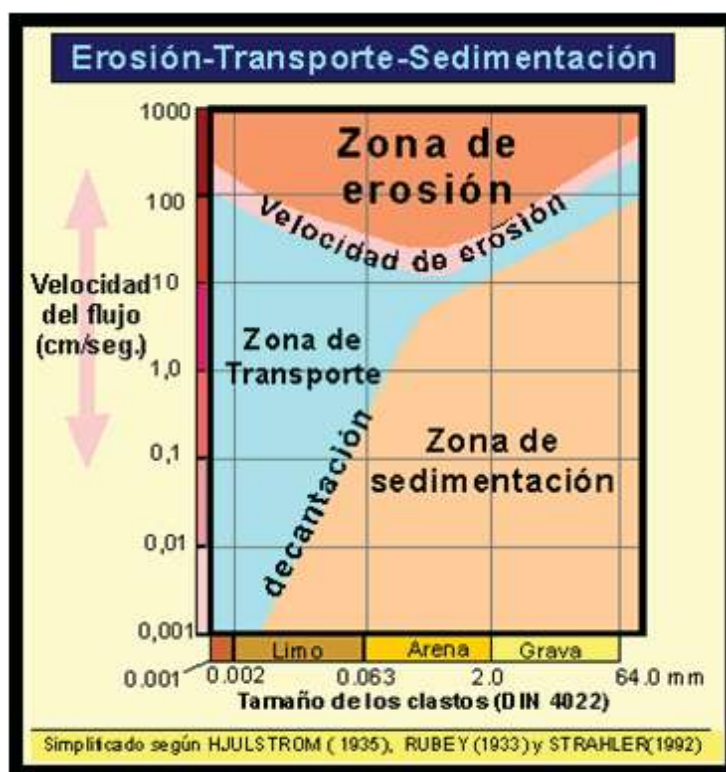


Figura 25. Relación entre erosión, transporte y sedimentación.

El análisis de granulometría se realizó para un total de 92 muestras correspondientes a cuatro perfiles seleccionados. Los datos obtenidos por el determinador de tamaño de partícula fueron vaciados en una tabla de datos en Excel con su ubicación y

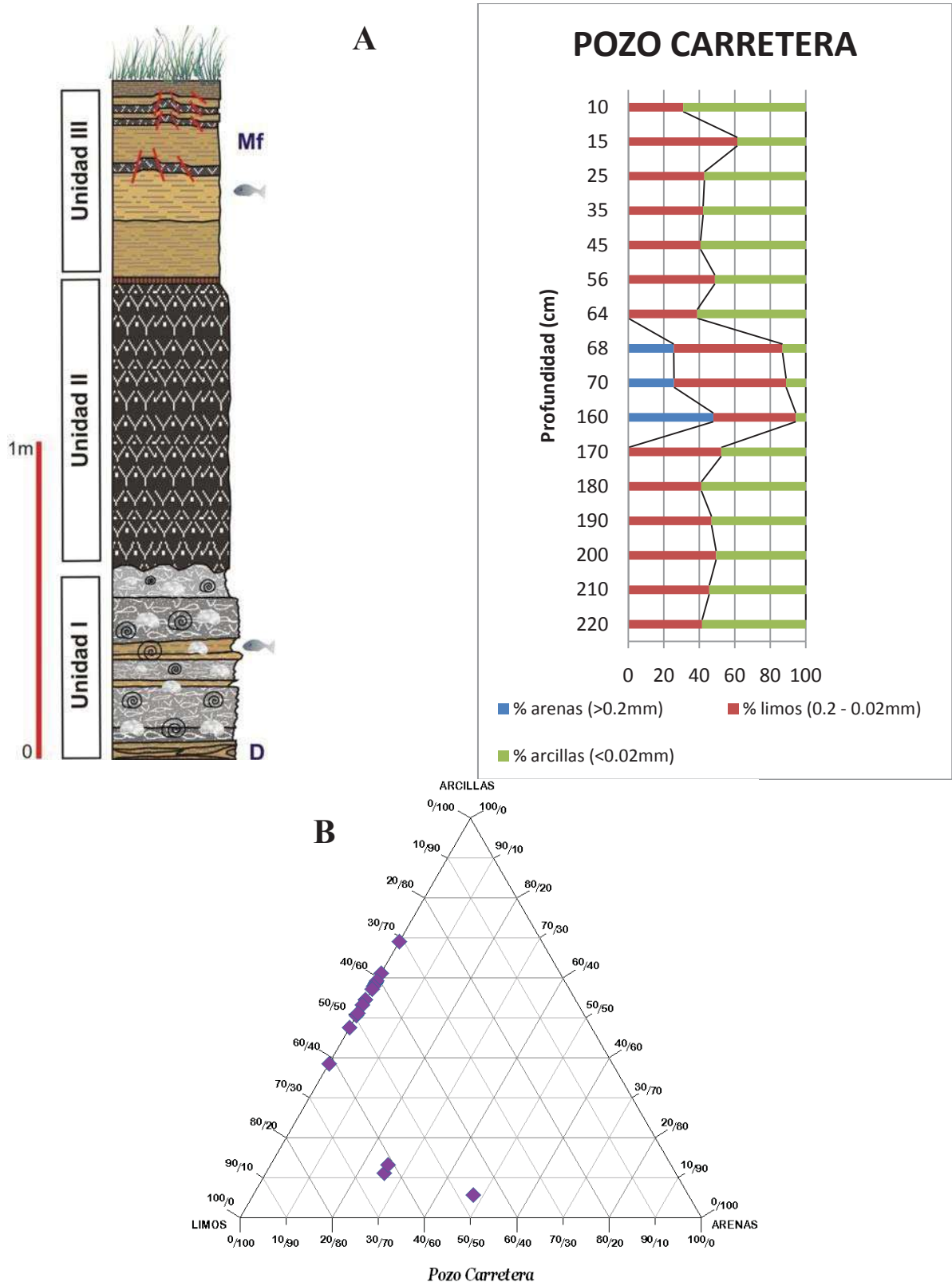
porcentajes de los diferentes tamaños de partícula, los cuales nos permitieron graficar el diámetro de partícula predominante para cada muestra, indicando la clasificación textural de la misma (ver: Anexo II).

PERFIL 1: POZO CARRETERA

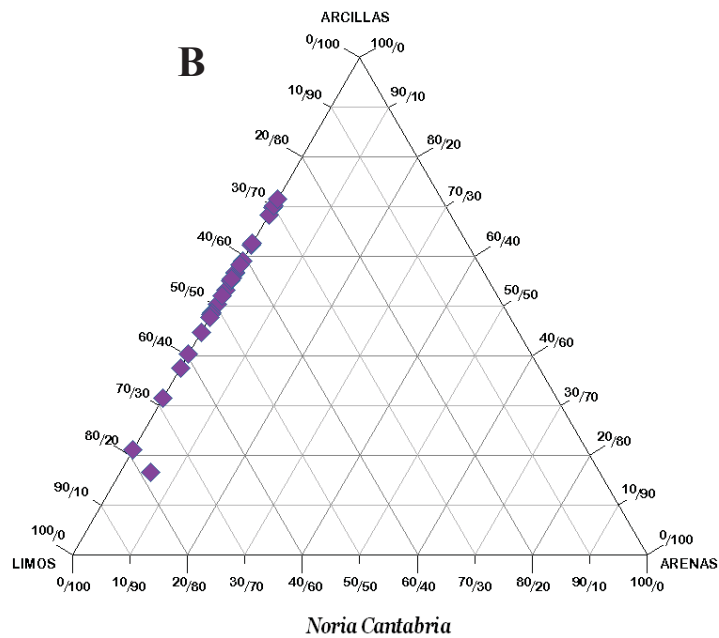
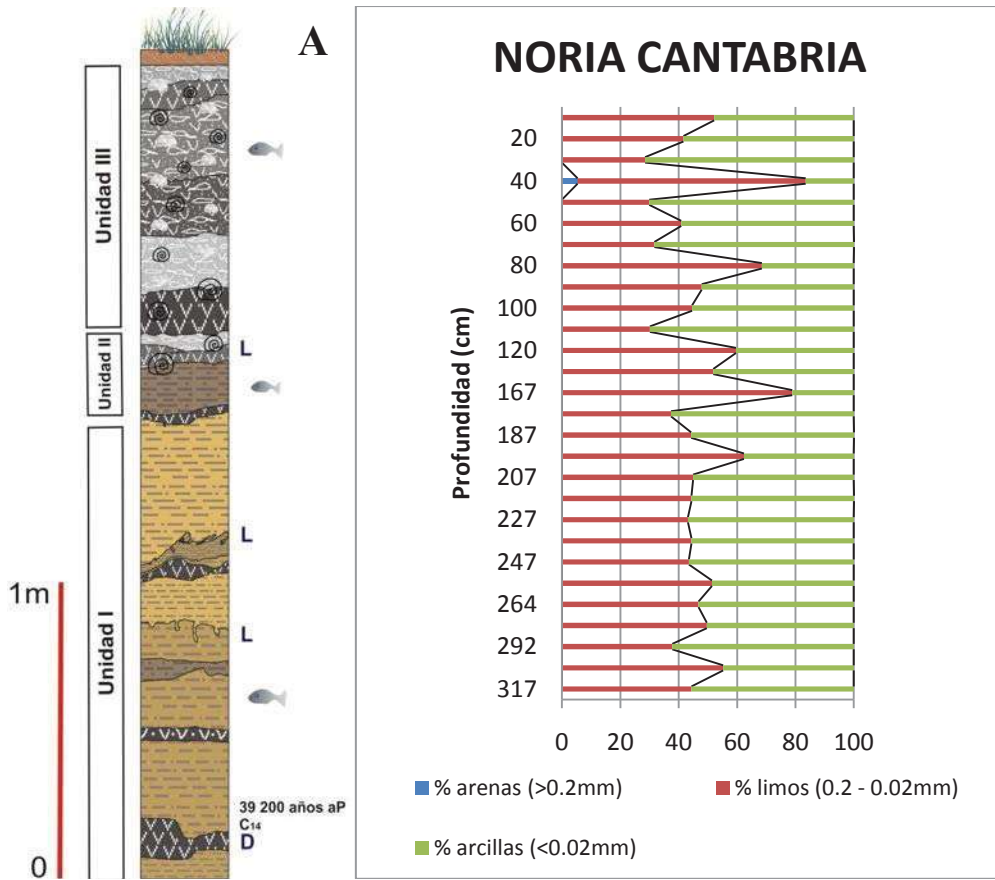
Sobre la granulometría de los sedimentos del Pozo Carretera, se define que la mayoría de las muestras poseen una granulometría muy fina, de grado textural arcillo – limoso, con un contenido nulo de arenas, lo cual es consistente con depósitos con de flujos de agua de baja energía; mientras que a profundidades de 15 y 170 cm dominan los limos sobre las arcillas, pero el contenido de arenas permanece en ceros, clasificándose como sedimentos limo – arcillosos y corresponden a estratos de cenizas volcánicas finas; finalmente, desde 68 hasta 160 cm de profundidad, la granulometría se vuelve más gruesa predominando los limos y las arenas, manteniéndose las arcillas en un porcentaje bajo (5 – 15%), este estrato corresponde al depósito de ceniza volcánica identificado como Unidad II en la litología (Gráfica 1).

PERFIL 2: NORIA CANTABRIA

Sobre la granulometría de los sedimentos de la Noria Cantabria, el total de las muestras también poseen una granulometría muy fina, de grado textural arcillo – limoso, lo cual es consistente con depósitos con de flujos de agua de baja energía; mientras que a profundidades de 10, 40, 80, 120 a 167, 197, 257 y 302 cm dominan los limos sobre las arcillas, clasificándose como sedimentos limo – arcillosos y corresponden a estratos de cenizas volcánicas finas y mezclas de ceniza con arcillas y gránulos de carbonatos; durante toda la columna el contenido de arenas permanece en ceros excepto para la muestra NCAN-25 a 40 cm de profundidad donde es del 5%, esta muestra junto con la NCAN-28 y NCAN-21 abarcan la unidad III descrita en la litología, en la cual también se registra un cambio en la energía del flujo de agua (Gráfica 2).



Gráfica 1. A. variación del tamaño de partícula de los sedimentos en relación con su profundidad (Perfil 1: Pozo Carretera). B. Clasificación textural.



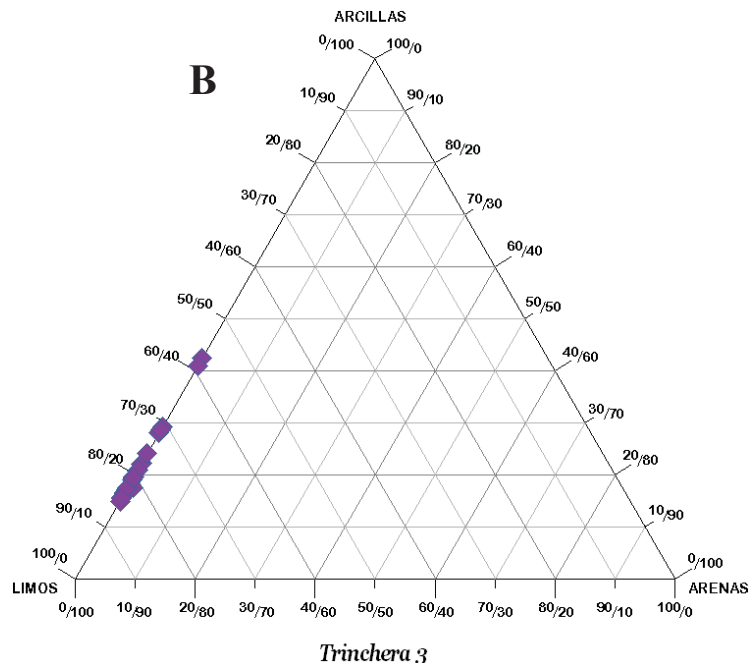
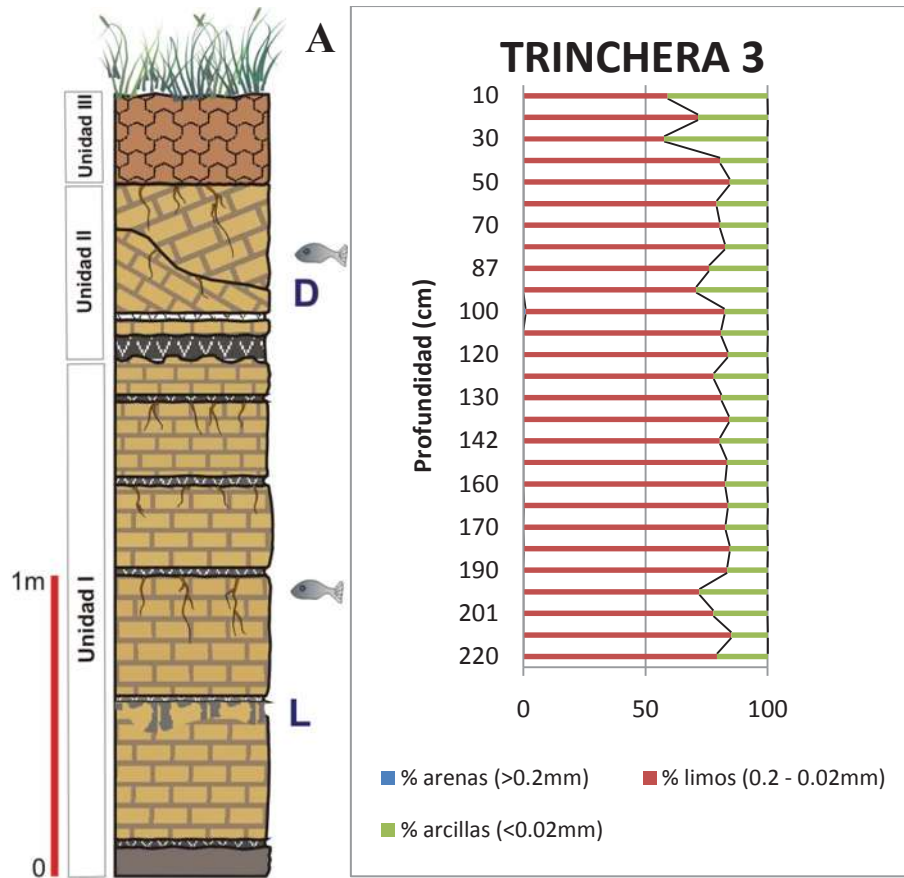
Gráfica 2. A. variación del tamaño de partícula de los sedimentos en relación con su profundidad (Perfil 2: Noria Cantabria). B. Clasificación textural.

PERFIL 3: TRINCHERA 3

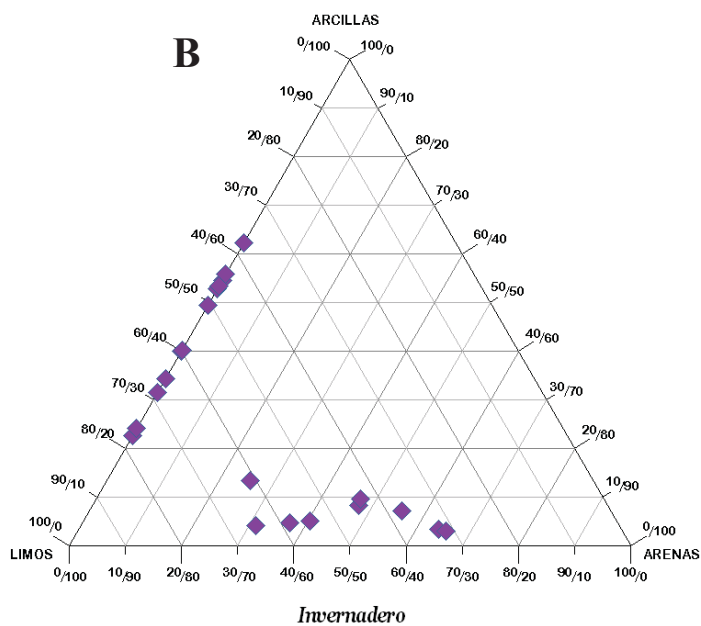
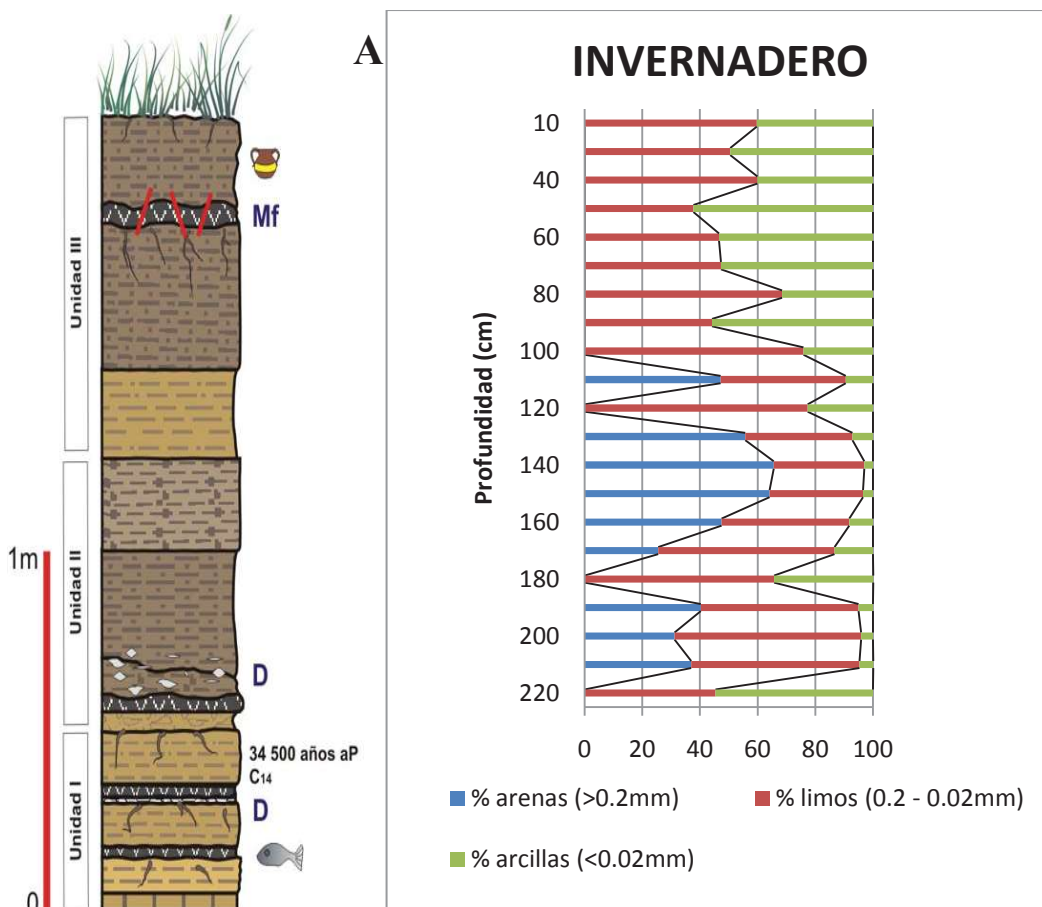
Sobre la granulometría de los sedimentos de la Trinchera 3, encontramos que todas las muestras poseen una granulometría fina, de grado textural limo – arcilloso, con contenido de limos mayor al 70% y contenido de arcillas menor al 30%, con un porcentaje prácticamente nulo de arenas, a pesar de que las muestras 23 a 27 se tratan de ceniza volcánica, mientras que el resto son diatomitas. Por esta razón es difícil inferir un cambio en la energía de los flujos de agua únicamente con los resultados de granulometría (Gráfica 3).

PERFIL 13: INVERNADERO

Sobre la granulometría de los sedimentos del Invernadero, encontramos que las muestras se dividen en dos grupos: uno de granulometría fina de grado textural limo - arcilloso casi en porcentaje 50 – 50 y nulo contenido de arenas, agrupándose preferentemente hacia la base de la columna; mientras que el otro grupo posee granulometría más gruesa de grano textural limo arenoso y arena limoso, con contenidos de arcilla menores al 15%, agrupándose en su mayoría hacia la cima. En general, la columna podría referirnos a un cambio en los regímenes hidrodinámicos en esta área, sugiriendo una progresiva disminución de los flujos de agua y/o mayor energía en los mismos, es decir ambientes litorales (Gráfica 4).



Gráfica 3. A. Variación en el tamaño de partícula de los sedimentos en relación con su profundidad (Perfil 3: Trinchera 3). B. Clasificación textural.



Gráfica 4. A. Variación en el tamaño de partícula de los sedimentos en relación con su profundidad (Perfil 13: Invernadero). B. Clasificación textural.

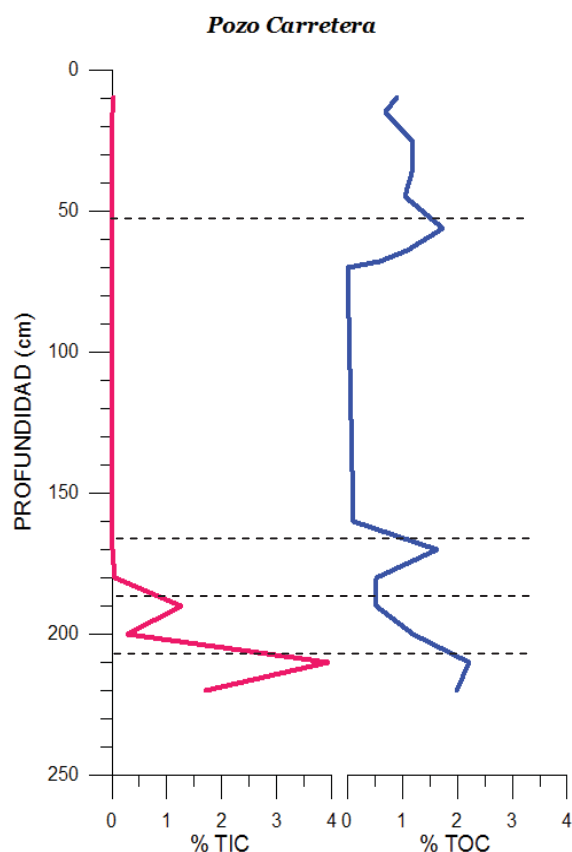
VIII.5. ANÁLISIS DE CONTENIDO DE CARBONO ORGÁNICO E INORGÁNICO

Las muestras previamente seleccionadas para cada una de las columnas fueron sometidas a análisis en el cuolómetro y los datos resultantes se presentan en las siguientes tablas:

PERFIL 1: POZO CARRETERA

Tabla 3. Contenido de Carbono en porcentaje en las muestras de sedimentos del Pozo Carretera (TIC= carbono inorgánico; TOC = carbono orgánico).

| PROFUNDIDAD (cm) | TIC (%) | TOC (%) | CARBONO TOTAL |
|---------------------|------------|------------|------------------|
| 10 | 0.0247 | 0.8837 | 0.9085 |
| 15 | 0 | 0.6866 | 0.6866 |
| 25 | 0 | 1.1777 | 1.1777 |
| 35 | 0 | 1.1994 | 1.1994 |
| 45 | 0 | 1.0519 | 1.0519 |
| 56 | 0 | 1.7296 | 1.7296 |
| 64 | 0 | 1.0793 | 1.0793 |
| 68 | 0 | 0.5953 | 0.5953 |
| 70 | 0 | 0 | 0 |
| 160 | 0 | 0.0970 | 0.0970 |
| 170 | 0 | 1.6306 | 1.6306 |
| 180 | 0.0609 | 0.5286 | 0.5896 |
| 190 | 1.2619 | 0.5329 | 1.7948 |
| 200 | 0.2920 | 1.1910 | 1.4830 |
| 210 | 3.9414 | 2.2056 | 6.1470 |
| 220 | 1.7071 | 1.9829 | 3.6900 |



Gráfica 5. Relación entre el porcentaje de Carbono (orgánico=TOC; inorgánico=TIC) y la profundidad del perfil 1: Pozo Carretera.

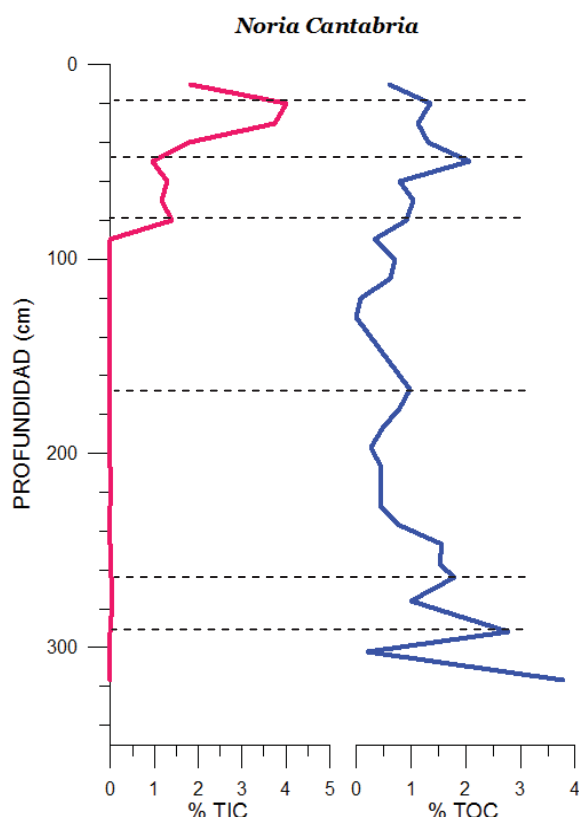
En la columna del Pozo Carretera podemos observar lo siguiente:

- El porcentaje de carbono orgánico presenta algunas fluctuaciones en la base de la columna, la cual corresponde a la unidad I de la litología; disminuyendo hasta casi cero en la unidad II que corresponde al depósito de ceniza volcánica y volviendo a aumentar hacia la cima de la columna (unidad III). El valor máximo registrado se da a 2.1m de profundidad y es de 2.2% correspondiente a la unidad I con elevado contenido de organismos; mientras que el valor mínimo fue de 0% a 70 cm de profundidad, en el contacto entre las unidades II y III.
- Por otro lado, el porcentaje de carbono inorgánico se mantiene alto en la base de la columna y cae a cero desde 1.7m de profundidad y hacia la cima de la columna. El valor máximo se da también a 2.1m de profundidad y es de casi 4%. Los valores más altos coinciden con la unidad I de la litología, donde el carbono inorgánico es aportado por los organismos de cubierta calcárea y clastos de carbonatos, sugiriendo concentración química del cuerpo de agua en el área de la ciénega.

PERFIL 2: NORIA CANTABRIA

Tabla 8. Contenido de Carbono en porcentaje en las muestras de sedimentos de la Noria Cantabria (TIC= carbono inorgánico; TOC = carbono orgánico).

| PROFUNDIDAD (cm) | TIC (%) | TOC (%) | CARBONO TOTAL |
|------------------|---------|---------|---------------|
| 10 | 1.8497 | 0.6197 | 2.4694 |
| 20 | 4.0161 | 1.3532 | 5.3693 |
| 30 | 3.7524 | 1.1343 | 4.8867 |
| 40 | 1.8033 | 1.3169 | 3.1202 |
| 50 | 0.9537 | 2.0693 | 3.0230 |
| 60 | 1.2854 | 0.7952 | 2.0806 |
| 70 | 1.1578 | 1.0335 | 2.1913 |
| 80 | 1.4018 | 0.9198 | 2.3216 |
| 90 | 0 | 0.3423 | 0.3423 |
| 100 | 0 | 0.7208 | 0.7208 |
| 110 | 0 | 0.6273 | 0.6273 |
| 120 | 0 | 0.0750 | 0.0750 |
| 130 | 0 | 0 | 0 |
| 167 | 0 | 0.9817 | 0.9817 |
| 177 | 0 | 0.7851 | 0.7851 |
| 187 | 0 | 0.4814 | 0.4814 |
| 197 | 0 | 0.2811 | 0.2811 |
| 207 | 0 | 0.4683 | 0.4683 |
| 217 | 0.0021 | 0.4582 | 0.4603 |
| 227 | 0 | 0.4442 | 0.4442 |
| 37 | 0 | 0.7857 | 0.7857 |
| 247 | 0 | 1.5626 | 1.5626 |
| 257 | 0.01226 | 1.5245 | 1.5368 |
| 264 | 0.00376 | 1.7933 | 1.7971 |
| 276 | 0.03570 | 1.0072 | 1.0429 |
| 292 | 0 | 2.7671 | 2.7671 |
| 302 | 0 | 0.2130 | 0.2130 |
| 317 | 0 | 3.7739 | 3.7739 |



Gráfica 6. Relación entre el porcentaje de Carbono (orgánico=TOC; inorgánico=TIC) y la profundidad en el perfil 2: Noria Cantabria.

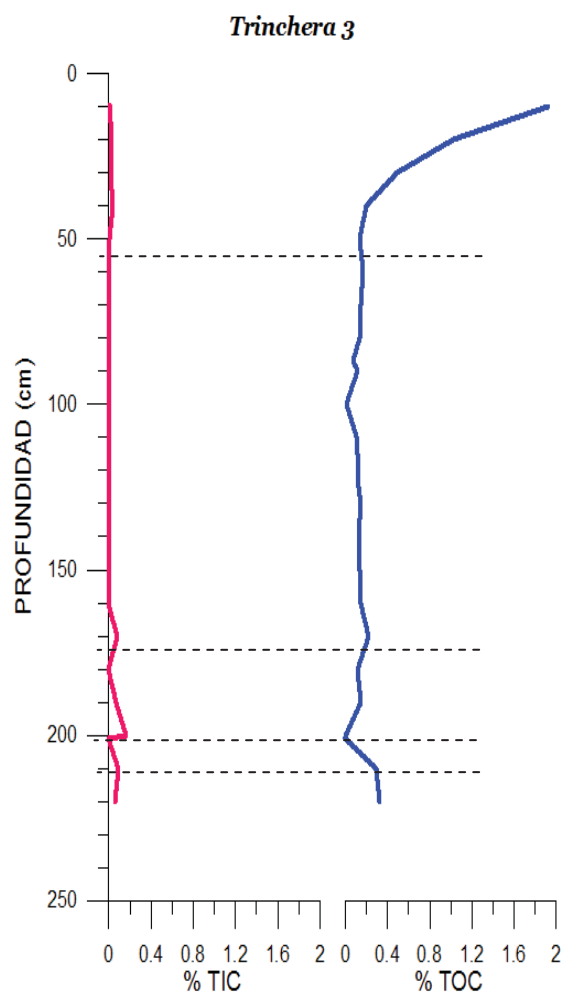
En la columna de la Noria Cantabria podemos observar lo siguiente:

- El porcentaje de carbono orgánico se comporta con valores altos en la parte más profunda de la columna, seguido por una tendencia a disminuir hacia la cima, con ligeras fluctuaciones en el transcurso; alcanzando un valor máximo en la base de la columna de 3.77% y el valor mínimo a 1.3m de profundidad donde llega hasta cero. Podemos inferir un período de mayor aporte de materia orgánica al lago debido a un aumento en la productividad del mismo, probablemente relacionado a condiciones climáticas más benévolas.
- Por otro lado, el porcentaje de carbono inorgánico se mantiene prácticamente en ceros desde la base de la columna hasta los 80cm de profundidad, después de lo cual se incrementa marcadamente alcanzando un valor máximo de 4% a 20 cm de profundidad. El intervalo con los valores más altos de carbono inorgánico (10 - 80cm de profundidad) corresponde a la unidad III descrita en la litología caracterizada por la presencia de organismos de esqueleto calcáreo y pequeños clastos de carbonatos, con lo cual podemos sugerir un cuerpo de agua más concentrado químicamente hablando que para la parte inferior de la columna.

PERFIL 3: TRINCHERA 3

Tabla 5. Contenido de Carbono en porcentaje en las muestras de sedimentos de la Trinchera 3 (TIC= carbono inorgánico; TOC = carbono orgánico).

| PROFUNDIDAD (cm) | TIC (%) | TOC (%) | CARBONO TOTAL |
|---------------------|------------|------------|------------------|
| 10 | 0.0091 | 1.9138 | 1.9229 |
| 20 | 0.0263 | 1.0209 | 1.0472 |
| 30 | 0.0157 | 0.4879 | 0.5037 |
| 40 | 0.0411 | 0.1966 | 0.2377 |
| 50 | 0.0091 | 0.1414 | 0.1505 |
| 60 | 0.0020 | 0.1647 | 0.1667 |
| 70 | 0.0066 | 0.1464 | 0.1530 |
| 80 | 0 | 0.1387 | 0.1387 |
| 87 | 0 | 0.0736 | 0.0736 |
| 90 | 0.0071 | 0.1144 | 0.1215 |
| 100 | 0.0087 | 0.0079 | 0.0166 |
| 110 | 0.0072 | 0.1031 | 0.1103 |
| 120 | 0 | 0.1300 | 0.1300 |
| 125 | 0 | 0.1263 | 0.1263 |
| 130 | 0.0072 | 0.1436 | 0.1508 |
| 140 | 0 | 0.1283 | 0.1283 |
| 142 | 0 | 0.1315 | 0.1315 |
| 150 | 0.0078 | 0.1396 | 0.1475 |
| 160 | 0 | 0.1504 | 0.1504 |
| 170 | 0.0792 | 0.2162 | 0.2954 |
| 180 | 0 | 0.1162 | 0.1162 |
| 190 | 0.0659 | 0.1435 | 0.2095 |
| 200 | 0.1614 | 0 | 0.1614 |
| 201 | 0 | 0 | 0 |
| 210 | 0.0848 | 0.2953 | 0.3801 |
| 220 | 0.0544 | 0.3227 | 0.3771 |



Gráfica 7. Relación entre el porcentaje de Carbono (orgánico=TOC; inorgánico=TIC) y la profundidad en el perfil de la Trinchera 3.

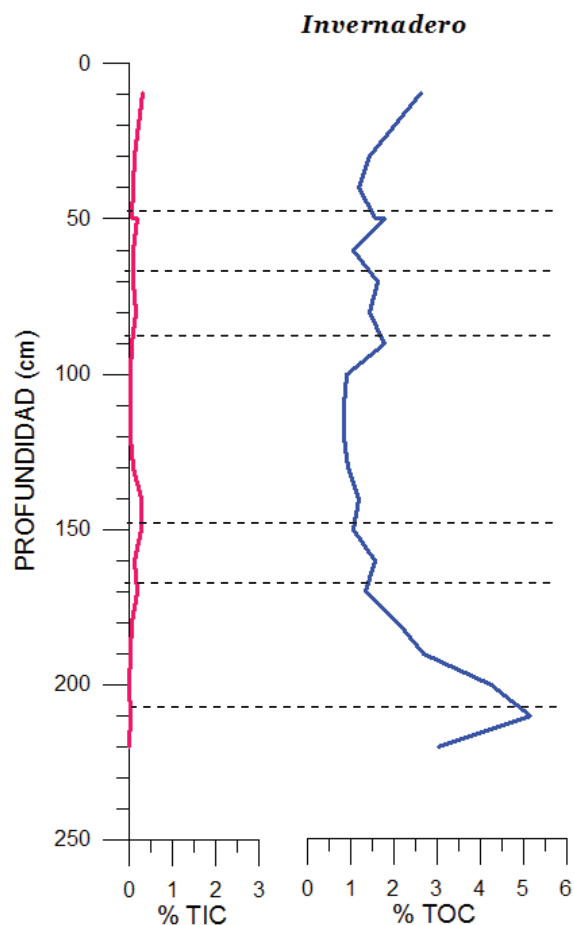
En la columna de la Trincherera 3 podemos observar lo siguiente:

- El porcentaje de carbono orgánico presenta sus valores más altos para la cima de la columna, alcanzando un máximo de 1.91% a 10 cm de profundidad, lo cual puede asociarse al aporte del suelo reciente. Para el resto de la columna los valores se mantienen en un rango de 0.1 – 0.3%, mostrando un mínimo de 0% a 2 m de profundidad. Estos valores relativamente bajos de carbono orgánico son consistentes con los sedimentos diatomíticos dominantes en la columna y el escaso contenido de materia orgánica en los mismos.
- Por otro lado, el porcentaje de carbono inorgánico se mantiene con valores muy bajos y de prácticamente ceros para toda la columna, mostrando un valor máximo de 0.16% a 2 m de profundidad. Estos resultados sugieren disminución de las concentraciones de carbonatos en el cuerpo de agua sobre esta zona por dilución o disminución de aportes, así como la ausencia de los organismos de esqueleto calcificados.

PERFIL 13: INVERNADERO

Tabla 6. Contenido de Carbono en porcentaje en las muestras de sedimentos del perfil 13: Invernadero (TIC= carbono inorgánico; TOC = carbono orgánico).

| PROFUNDIDAD (cm) | TIC (%) | TOC (%) | CARBONO TOTAL |
|------------------|---------|---------|---------------|
| 10 | 0.2965 | 2.6006 | 2.8971 |
| 30 | 0.1238 | 1.4376 | 1.5614 |
| 40 | 0.0820 | 1.1950 | 1.2770 |
| 50 | 0.0640 | 1.5534 | 1.6174 |
| 50 | 0.1682 | 1.7755 | 1.9437 |
| 60 | 0.0681 | 1.0701 | 1.1382 |
| 70 | 0.0706 | 1.6273 | 1.6979 |
| 80 | 0.1326 | 1.4529 | 1.5855 |
| 90 | 0.0479 | 1.7898 | 1.8377 |
| 100 | 0.0225 | 0.9111 | 0.9336 |
| 110 | 0.0128 | 0.8539 | 0.8667 |
| 120 | 0.0263 | 0.8381 | 0.8644 |
| 130 | 0.0790 | 0.9543 | 1.0333 |
| 140 | 0.2832 | 1.1777 | 1.4609 |
| 150 | 0.2809 | 1.0533 | 1.3342 |
| 160 | 0.1063 | 1.5764 | 1.6827 |
| 170 | 0.1872 | 1.3571 | 1.5443 |
| 180 | 0.0585 | 2.1050 | 2.1635 |
| 190 | 0.0052 | 2.6902 | 2.6954 |
| 200 | 0 | 4.2607 | 4.2607 |
| 210 | 0.0097 | 5.1602 | 5.1699 |
| 220 | 0.0017 | 3.0286 | 3.0303 |



Gráfica 8. Relación entre el porcentaje de Carbono (orgánico=TOC; inorgánico=TIC) y la profundidad en la columna del perfil 13: Invernadero.

En la columna del Invernadero podemos observar lo siguiente:

- El porcentaje de carbono orgánico es alto en la parte más profunda de la columna, alcanzando un máximo de 5.16% a 2.1 m de profundidad, posteriormente disminuye hasta alcanzar el valor mínimo de 0.83% a 1.2 m de profundidad y finalmente aumenta al acercarse a la cima de la columna. Los valores altos de carbono orgánico pueden relacionarse con el aumento de materia orgánica en los sedimentos de esta columna, probablemente debido una fase pantanosa o a aportes realizados por la actividad humana. El aumento de contenido de carbono orgánico en la cima de la columna refleja el aporte del suelo reciente.
- Por otro lado, el porcentaje de carbono inorgánico se mantiene relativamente bajo, alcanzando su valor máximo de 0.28% a 1.4 m de profundidad y 0.29% a 10 cm de profundidad y su valor mínimo (0%) a 2 m de profundidad. El bajo contenido de carbono inorgánico puede reflejar disminución en la concentración de carbonatos en el cuerpo de agua o poco aporte de los mismos a la cuenca.

Los resultados de carbono orgánico e inorgánico contenido en las muestras nos pueden señalar indicios del clima pasado. Los eventos más importantes encontrados en las gráficas son: el aumento de carbono orgánico correspondiente a la unidad I de la Noria Cantabria; los altos porcentajes de carbono inorgánico correspondientes a la unidad I del pozo Carretera y la unidad III de la noria Cantabria; el notablemente bajo porcentaje tanto de carbono orgánico como inorgánico correspondientes al depósito de ceniza de la unidad II del pozo Carretera y los altos valores de carbono orgánico de la columna del Invernadero.

VIII.6. ANÁLISIS MINERALÓGICOS

Los análisis de difracción con rayos X (DRX), espectroscopía de Infrarrojo (EIR) y Microscopía electrónica de barrido (MEB), mostraron la presencia de minerales de sedimentos de ambientes lacustres originados por la descomposición de rocas volcánicas intermedias; en el caso de la Ciénega de Zacapu se trata de andesitas ricas en sílice dentro de la serie calco – alcalina, con valores medianos de potasio.

Difracción de Rayos X

Se obtuvieron un total de 43 difractogramas, los cuales mostraron dos tendencias: patrones amorfos y patrones con picos característicos de fases cristalinas. Los difractogramas con patrones amorfos correspondieron a sedimentos diatomíticos o con alto contenido de vidrio volcánico (cenizas volcánicas) y su presencia fue registrada en todas las columnas analizadas (fig. 26 y Anexo II).

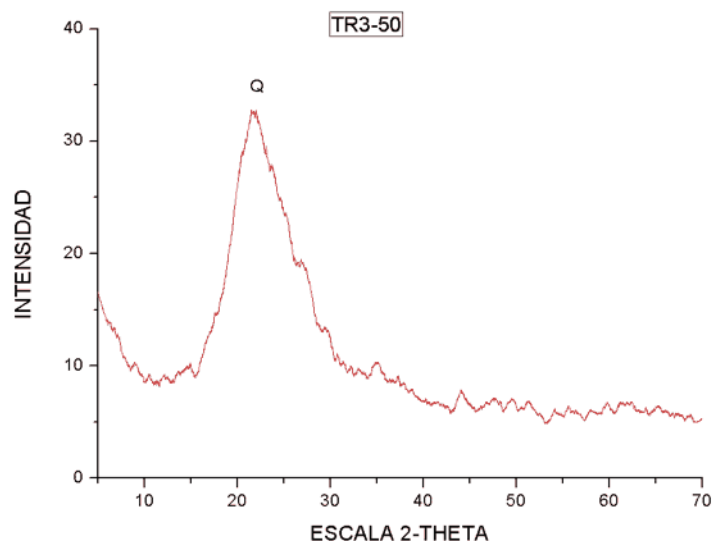


Figura 26. Ejemplo de difractograma con patrón amorfo, nótese la curva correspondiente al sílice; muestra tomada de la Trinchera 3.

Los difractogramas que exhibieron fases cristalinas, muestran como especies minerales principales a los feldespatos, los óxidos de silicio y los piroxenos; mientras que las especies minerales secundarias o accesorias corresponden a los óxidos de hierro, los carbonatos y los minerales arcillosos. Específicamente y por orden de abundancia tenemos:

- *Feldespatos*: Algunos miembros de la serie de las plagioclasas, como son Anortita, Labradorita, Andesina y Albita; siendo el más abundante la anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) con más de 80% de contenido de calcio (distancia interplanar (d): 3.83 – 3.70 Å), la cual proviene de fuentes andesíticas y basálticas. También se registró la presencia de Sanidina ($\text{K(AlSi}_3\text{O}_8)$, d: 4.21 Å), el cual es típico de rocas efusivas como las riolitas. Estos tectosilicatos son muy comunes en la corteza terrestre y las especies minerales aquí encontradas en particular, son estables tanto a bajas como a altas temperaturas.
- *Óxidos de silicio (SiO_2)*: se identificaron dos variaciones estructurales o polimórficas del cuarzo: la cristobalita (d: 4.05 Å) que es fase cristalina típica de las diatomitas y producida por eventos volcánicos, y la tridimita que es una especie mineral que aparece con frecuencia en las rocas volcánicas de todo el país (d: 4.09 Å).
- *Piroxenos*: se registró la presencia de enstatita ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$, d: 2.91 – 2.87 Å), un ortopiroxeno con menos del 5% de hierro, el cual se presenta típicamente en rocas eruptivas básicas y ultrabásicas.
- *Óxidos de hierro*: encontramos presentes principalmente a la magnetita (FeFe_2O_4 , d: 2.97 – 2.95 Å) que es un mineral accesorio común en rocas ígneas y metamórficas; y a la maghemita (Fe_2O_3 , d: 2.97 – 2.95 Å) la cual suele provenir de la alteración de la magnesita (MgCO_3).
- *Carbonatos*: se identificaron variaciones de carbonatos de calcio como la calcita (d: 3.016 - 3.028 Å), la aragonita (d: 3.27 Å) y la ankerita ($\text{Ca (Fe, Mg) (CO}_3)_2$, d: 2.90 Å). La calcita es una especie mineral cosmopolita muy abundante en la corteza terrestre, especialmente en rocas sedimentarias y metamórficas, producida por precipitación química en soluciones ricas en bicarbonato de calcio; mientras que la aragonita es una forma polimórfica de la

calcita generada a altas temperaturas; la ankerita suele presentarse en ambientes con abundancia de hierro o dolomita.

- *Minerales arcillosos*: aunque los picos de difracción no fueron tan evidentes se logró registrar la presencia de montmorillonita de calcio y magnesio (d: 15 Å) y halloysita con agua y sin ella (metahalloysita) (d: 10 y 7 Å, respectivamente), estas especies fueron muy importantes para inferir la disponibilidad de humedad en el ambiente, ya que la metahalloysita se genera con la pérdida de humedad en los sedimentos que contiene halloysita y se asocian indirectamente a regímenes climáticos más secos.

La figura 27a muestra los difractogramas correspondientes a las tres unidades estratigráficas descritas para el primer perfil identificado como Pozo Carretera, las características más sobresalientes en este perfil son: la presencia constante de anortita en gran proporción, cristobalita y magnetita con mucha menor intensidad. En la unidad I, correspondiente al nivel con organismos calcificados, se registra la presencia de metahalloysita, calcita y aragonita, lo cual nos permite suponer condiciones climáticas más secas que las que se presentan en el resto del perfil. En la unidad II, correspondiente al nivel de ceniza volcánica, el registro de enstatita es notable; mientras que la unidad III registra un desarrollo incipiente de montmorillonita.

La figura 27b muestra los difractogramas correspondientes a las tres unidades estratigráficas descritas para el segundo perfil identificado como Noria Cantabria, las características más sobresalientes en este perfil son: nuevamente la presencia constante de anortita en gran proporción, cristobalita y magnetita con mucha menor intensidad. En la unidad III, correspondiente al nivel con organismos calcificados, se registra la presencia de metahalloysita y calcita; mientras que en la unidad II, correspondiente a facies de agua permanente y relativamente profunda, se registró la presencia de halloysita.

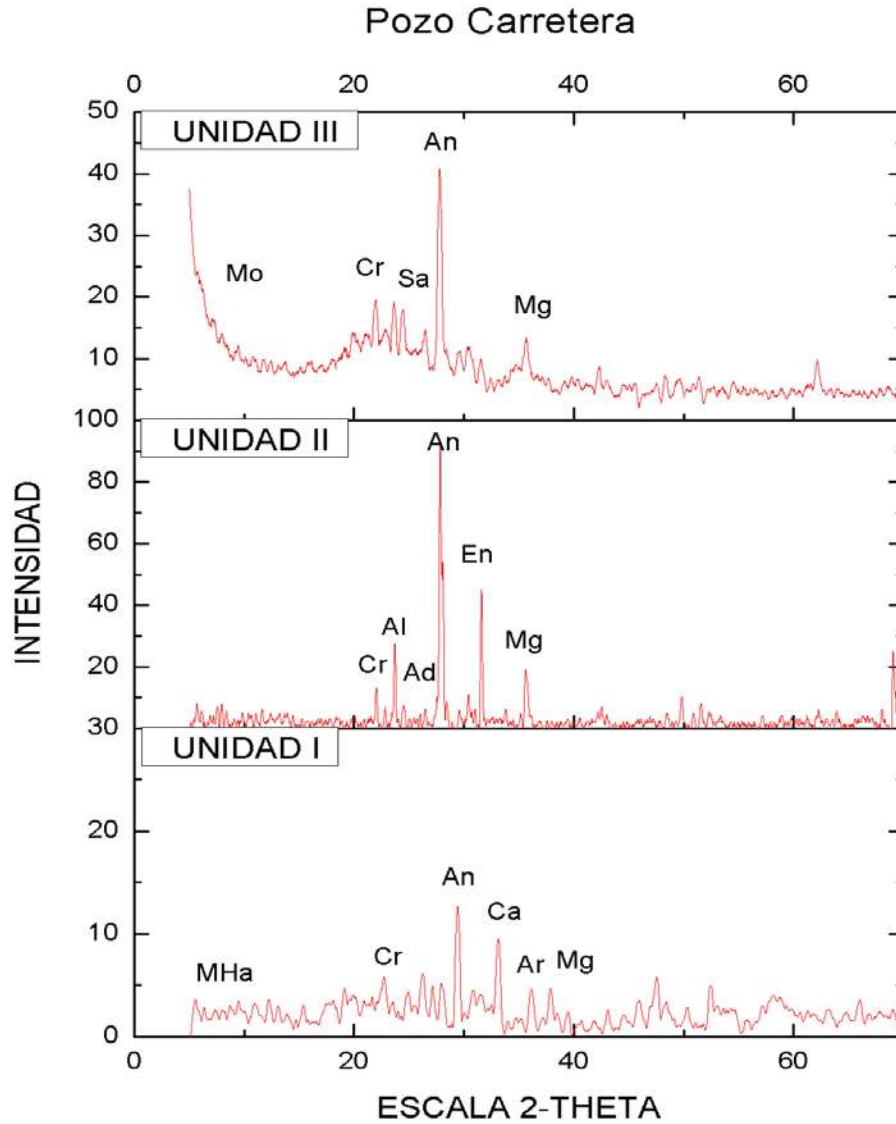


Figura 27a. Difractogramas del perfil 1. Las especies minerales están abreviadas: Ad – andesina, Al – albita, An – anortita, Ar – aragonita, Ca – calcita, Cr – cristobalita, En – enstatita, Mg – magnetita, MHa – metahalloysita, Mo – montmorillonita, Sa - sanidina.

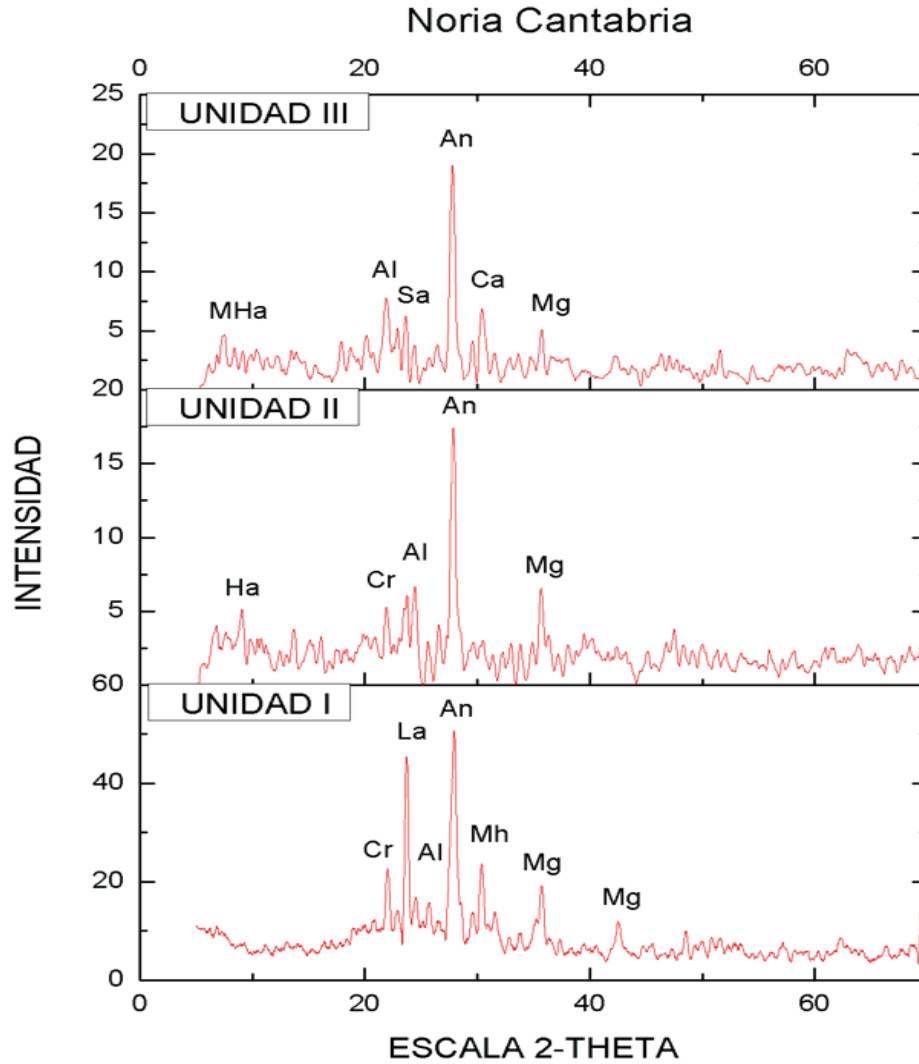


Figura 27b. Difractogramas del perfil 2. Las especies minerales están abreviadas: Al – albita, An – anortita, Ca – calcita, Cr – cristobalita, Ha – halloysita, La – labradorita, Mh – maghemita, Mg – magnetita, MHa – metahalloysita, Sa - sanidina.

La figura 27c muestra los difractogramas correspondientes a las unidades estratigráficas descritas para el tercer perfil identificado como Trinchera 3; este perfil se caracteriza por presentar características amorfas principalmente y un registro poco notable de magnetita y minerales arcillosos como montmorillonita y halloysita.

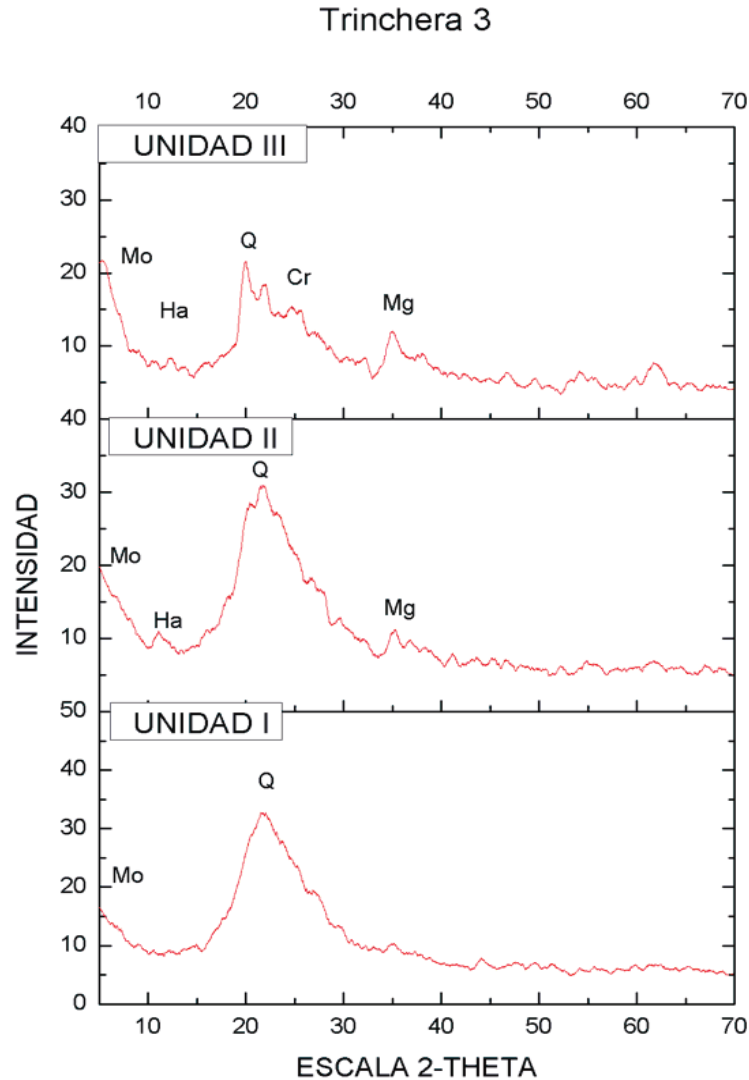


Figura 27c. Difractogramas del perfil 3. Las especies minerales están abreviadas: Cr – cristobalita, Ha – halloysita, Mg – magnetita, Mo – montmorillonita, Q - cuarzo.

La figura 27d muestra los difractogramas correspondientes a las unidades estratigráficas descritas para el decimotercer perfil identificado como Invernadero, las características más sobresalientes en este perfil son: la presencia constante de plagioclasas en gran proporción, cristobalita y magnetita con marcada disminución de la intensidad. En la unidad I, se registra levemente la presencia de metahalloysita y aragonita, lo cual nos permite suponer condiciones climáticas ligeramente secas. En la unidad II, hay un registro bajo de montmorillonita y calcita; mientras que en la

unidad III aumenta la calcita y se registra levemente la enstatita, posiblemente debido a aporte reciente.

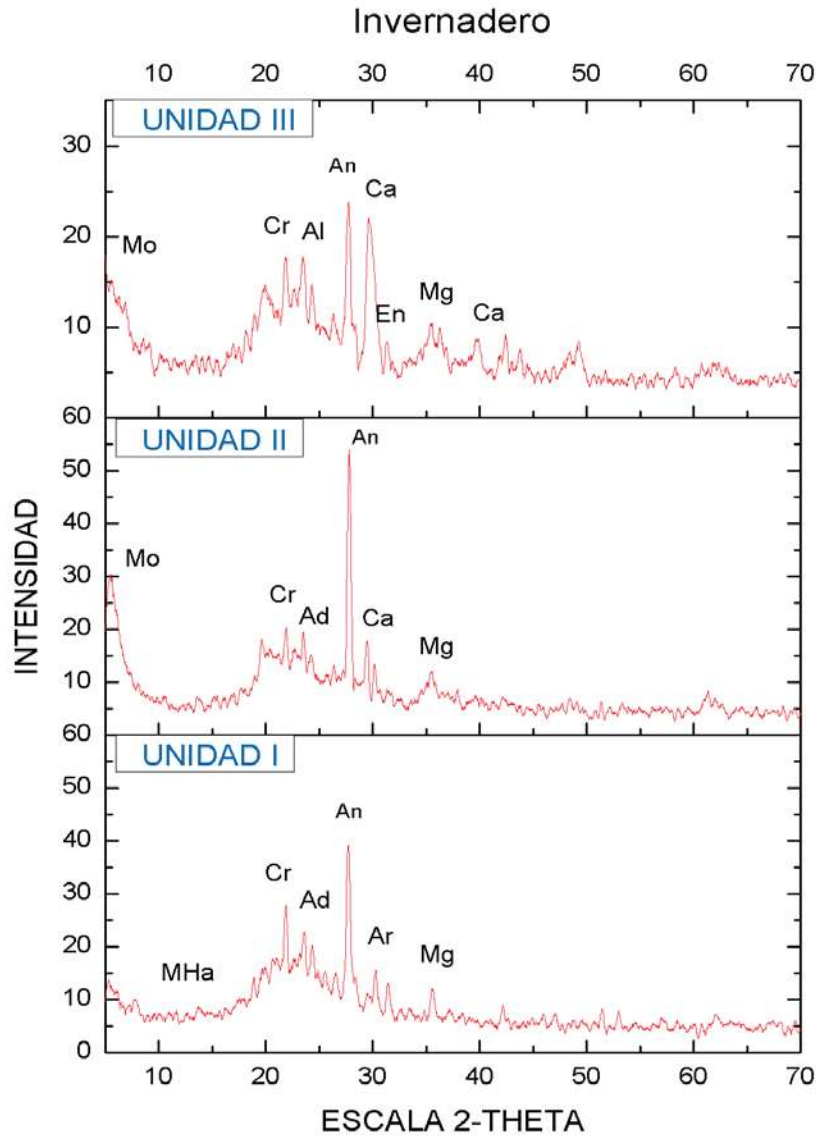


Figura 27d. Difractogramas del perfil 13. Las especies minerales están abreviadas: Ad – andesina, Al – albita, An – anortita, Ar – aragonita, Ca – calcita, Cr – cristobalita, En – enstatita, Mg – magnetita, MHa – metahalloysita, Mo – montmorillonita.

Espectroscopía de Infrarrojo

De las 43 muestras analizadas con DRX, se seleccionaron las once más representativas. Los resultados de los espectros EIR confirman la presencia de minerales arcillosos, específicamente montmorillonita y halloysita, de sílice libre, carbonatos de calcio y de óxidos de hierro; todos presentes en una mezcla de fases minerales que limita la identificación y dificulta la cuantificación de una especie mineral en particular. La morfología de los espectros obtenidos es consistente en las 11 muestras analizadas, lo cual nos indica una uniformidad en la composición mineralógica de la zona de estudio (fig. 28).

Para todas las muestras encontramos presentes las bandas características para los enlaces de Si – O ($\lambda = 900 - 1200$), enlace formador tanto de minerales arcillosos como de feldespatos y sílice libre. Los minerales arcillosos (montmorillonita y halloysita) fueron identificados en todas las muestras gracias a los picos complejos en $\lambda = 3425 - 3614$; el filosilicato predominante fue la montmorillonita, mientras que la presencia de halloysita fue menos evidente por sobreposición de sus bandas con las de la montmorillonita, así mismo tampoco fue posible separar la metahalloysita de la halloysita en los espectros.

En menores proporciones están presentes las bandas características de los enlaces Fe – O ($\lambda = 400 - 600$), que fueron asociados al contenido de magnetita en sedimentos. La abundancia de sílice libre (cristobalita y tridimita) predominó en la muestra correspondiente al contacto entre las unidades II y III del Pozo carretera. Además, se encontraron presentes las bandas correspondientes a los enlaces de carbonatos ($\lambda = 1420 - 1500$), lo cual se relacionó al carbonato de calcio (puro y con impurezas de Fe y Mg), un compuesto típico para los ambientes lacustres; la presencia de esta especie mineral fue más evidente en las muestras de las unidades I y III de la trinchera del Invernadero y las unidades III de la Noria Cantabria y I del Pozo Carretera, donde los sedimentos presentaron el mayor contenido de organismos calcificados.

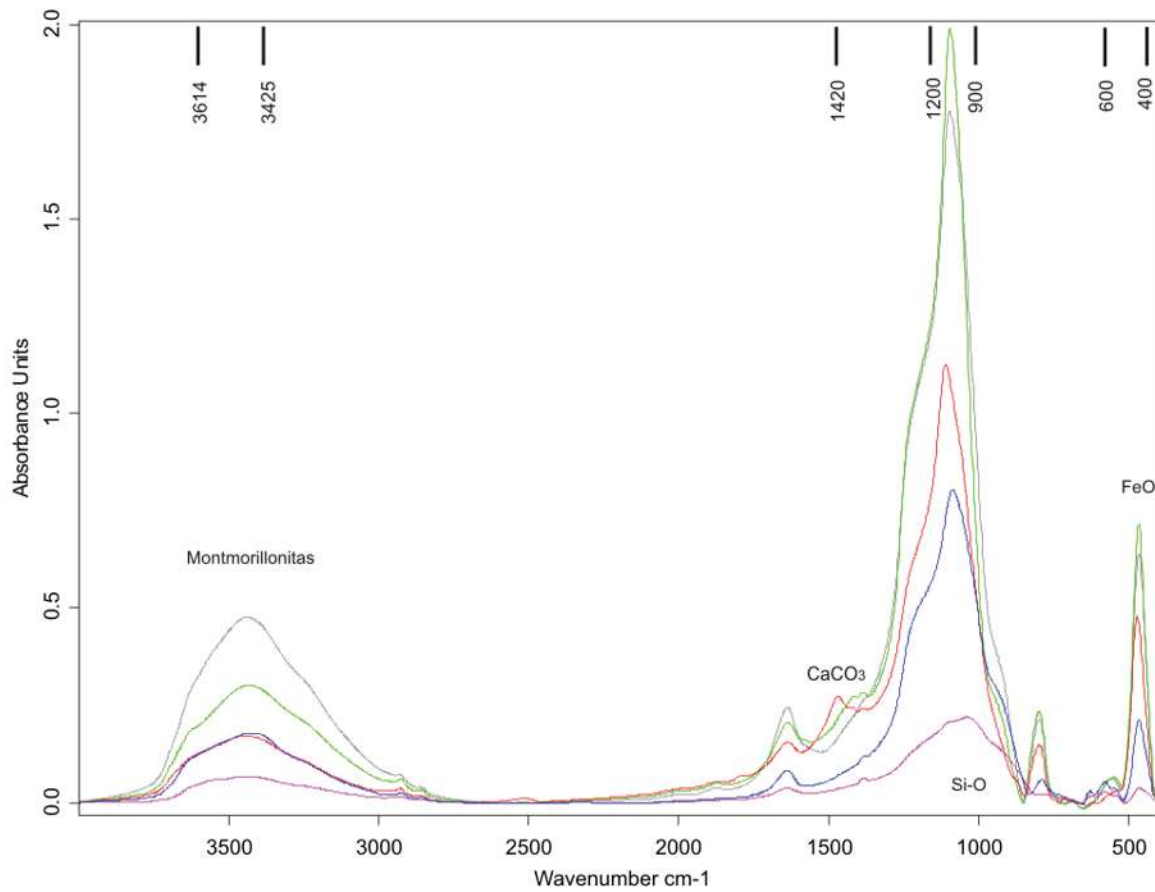


Figura 28. Espectro de infrarrojo para las muestras: unidad III, Noria Cantabria (rojo); unidad II, Trincheras 3 (azul); unidad II, Invernadero (verde) y unidades II (rosa) y III (negro) del Pozo Carretera.

Microscopía Electrónica de Barrido

Todas las muestras sometidas a EIR fueron analizadas usando MEB y se les realizó microanálisis químico elemental (EDS). Los resultados obtenidos sugieren una mezcla de fases minerales predominantemente silicatadas, con diversos cationes asociados como Ca^{2+} , Mg^{2+} , $\text{Fe}^{2.3+}$, K^+ , Na^+ , principalmente (fig. 29); la presencia de picos de cobre proviene de la metalización de la muestra. Todas las muestras exhibieron cierto grado de contaminación por diatomeas y vidrio volcánico, dificultando la identificación de los minerales.

Las imágenes obtenidas muestran la existencia de minerales arcillosos sumamente aglomerados, por lo cual se dificulta precisar su morfología; pero con la ayuda de los espectros de microanálisis se lograron identificar a las arcillas montmorilloníticas con calcio, magnesio y sodio como cationes principales (fig. 30); y en menor proporción la halloysita, la cual se distinguió por no registrar cationes en su espectro, únicamente los elementos silicio, aluminio y oxígeno (fig. 31). Nuevamente tanto los espectros como las imágenes obtenidas fueron consistentes en todas las columnas y en todas las profundidades seleccionadas, indicándonos uniformidad en la composición mineralógica de la zona de estudio.

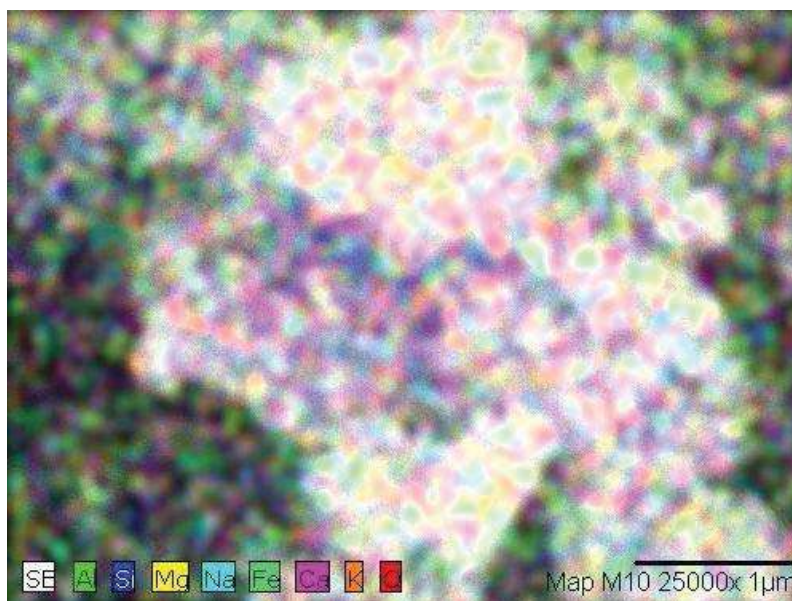


Figura 29. Mapeo elemental en una muestra de la unidad II de la Noria Cantabria.

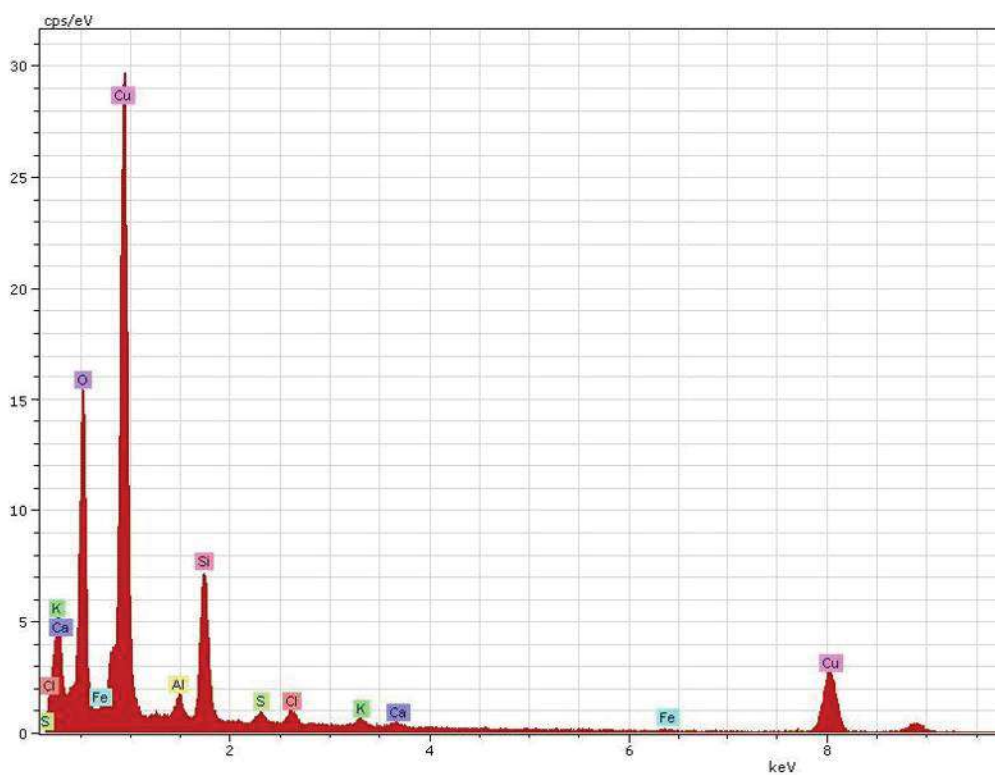
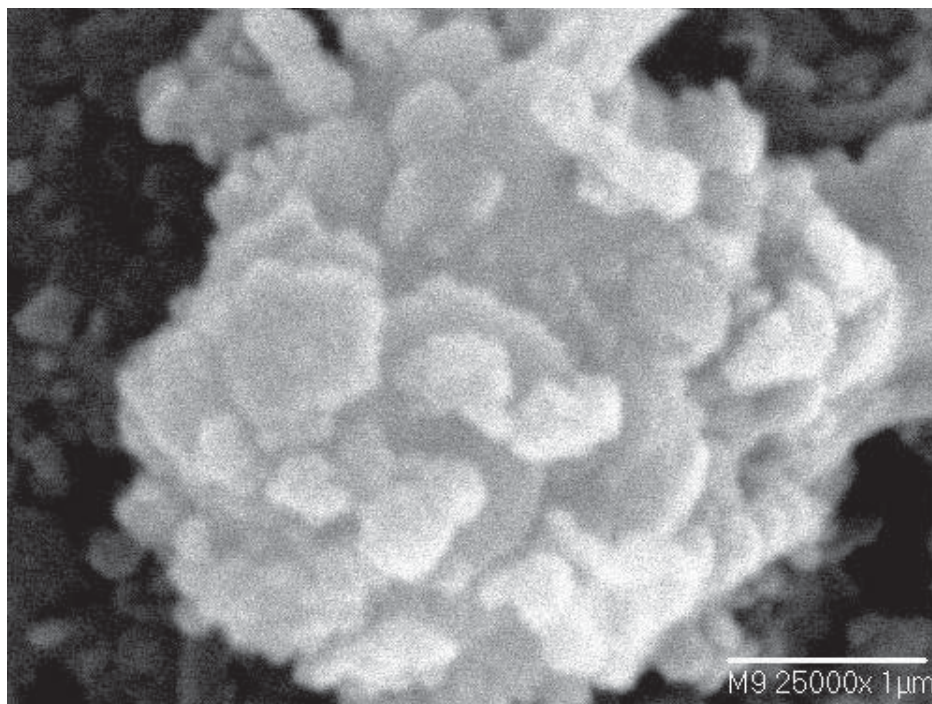


Figura 30. Imagen MEB y espectro de análisis elemental correspondiente a montmorillonita, en la unidad I de la Noria Cantabria.

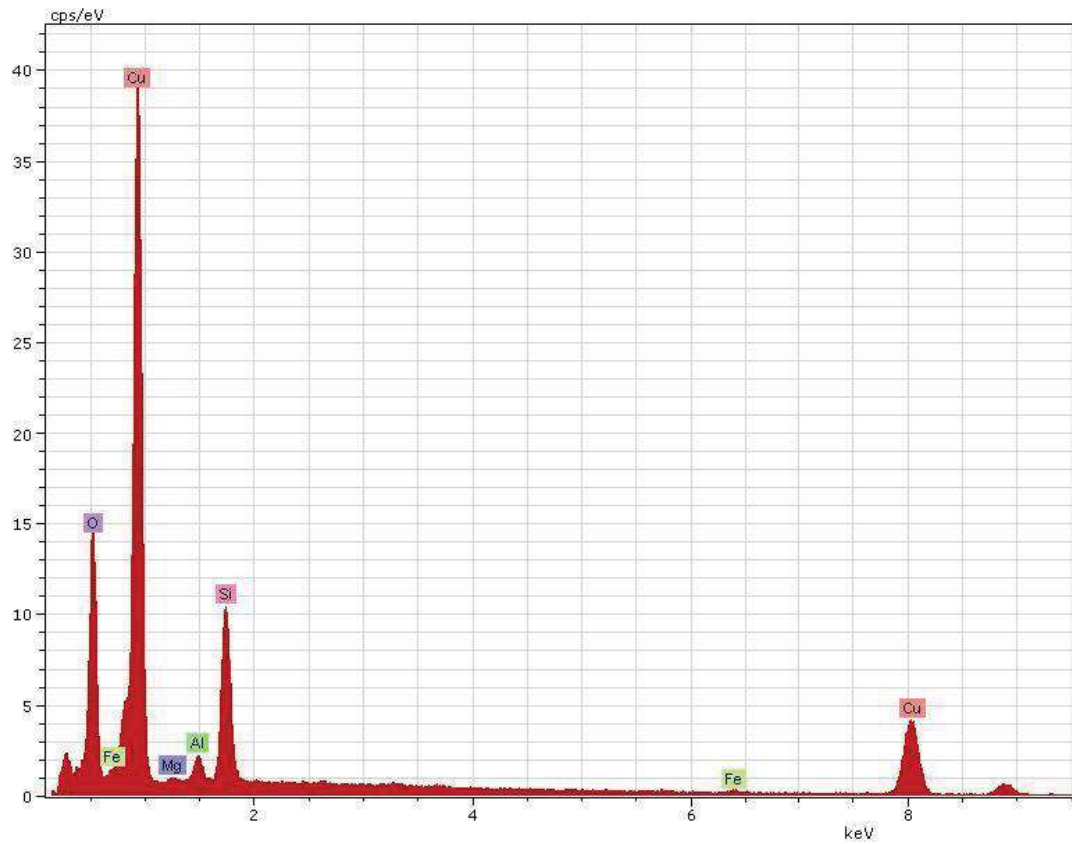
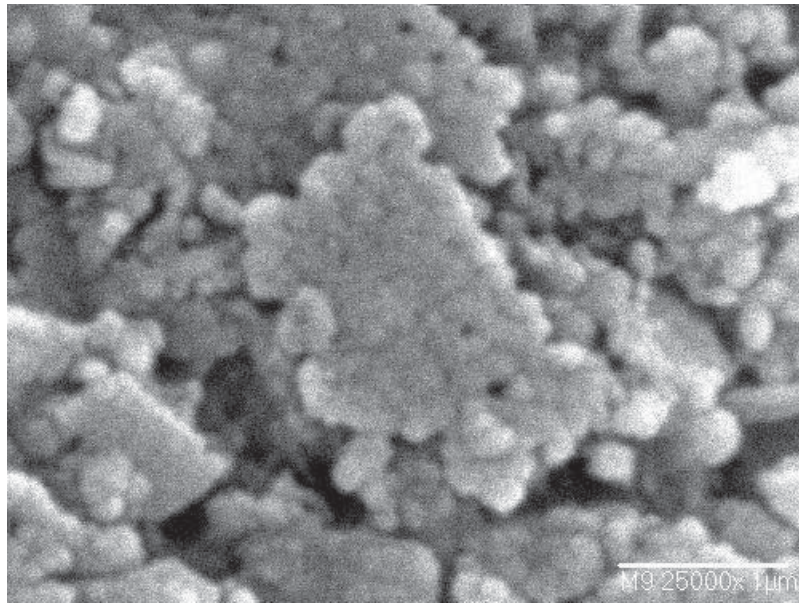


Figura 31. Imagen MEB y espectro de análisis elemental correspondiente a halloysita, en la unidad II de la Trinchera 3.

Prácticamente todas las muestras analizadas en MEB exhibieron espectros e imágenes muy similares (ver: Anexo II). En general, los resultados de MEB se apoyan muy bien en los resultados de DRX y EIR, permitiéndonos aumentar el nivel de certeza en nuestra caracterización de los sedimentos. Un resumen de los análisis mineralógicos es presentado en la tabla 7.

Tabla 7. Resumen de las especies minerales identificadas y la técnica que la registró.

| Unidad | Prof. (cm) | FELDESPATOS (Potásico - Plagioclasas) | OXIDOS DE SILICIO (Cristobalita Tridimita) | PIROXENO (Enstatita) | OXIDOS DE HIERRO Magnetita, Maghemita | CARBONATOS (Calcita, Aragonita, Ankerita) | ARCILLAS (Montmorillonita Halloysita) |
|------------------------|--------------------|---------------------------------------|--------------------------------------------|----------------------|---------------------------------------|-------------------------------------------|---------------------------------------|
| POZO CARRETERA | | | | | | | |
| Unidad I | 190, 220 | EIR, MEB | EIR, MEB | | | DRX, EIR | DRX, EIR, MEB |
| Unidad II | 70, 160 | DRX, EIR, MEB | DRX, EIR, MEB | DRX | DRX, EIR | | DRX, EIR, MEB |
| Unidad III | 35, | DRX, EIR, MEB | DRX, EIR, MEB | | EIR | | EIR, MEB |
| NORIA CANTABRIA | | | | | | | |
| Unidad I | 227, 257, 276, 302 | DRX, EIR, MEB | DRX, EIR, MEB | | DRX, EIR | | DRX, EIR, MEB |
| Unidad II | 120 | DRX, MEB | DRX, MEB | | | | DRX, MEB |
| Unidad III | 50, 90 | DRX, EIR | EIR | | DRX | DRX, EIR | DRX, EIR |
| TRINCHERA 3 | | | | | | | |
| Unidad I | 180 | EIR, MEB | DRX, EIR, MEB | | | | EIR, MEB |
| Unidad II | 100 | EIR | EIR | | | | EIR |
| Unidad III | 20 | MEB | DRX, EIR, MEB | | | EIR | DRX, EIR, MEB |
| INVERNADERO | | | | | | | |
| Unidad I | 200 | DRX | DRX | | DRX | DRX | DRX |
| Unidad II | 150, 170 | DRX, EIR, MEB | DRX, EIR, MEB | | DRX, EIR | DRX, EIR | DRX, EIR, MEB |
| Unidad III | 10, 70 | DRX, EIR, MEB | DRX, EIR, MEB | DRX | DRX | DRX, EIR | DRX, EIR, MEB |

VIII.7. IDENTIFICACIÓN DE OSTRÁCODOS

La presencia de estos organismos en las muestras analizadas se reduce a la unidad I del Pozo Carretera y la unidad III de la Noria Cantabria. Su ausencia en el resto de las unidades de las trincheras analizadas, quizá se deba a la desintegración normal *post mortem* de las valvas en un ambiente lacustre estable o por un ambiente con condiciones más diluidas y por lo tanto con poca concentración de carbonato de calcio en el agua, lo cual limita el desarrollo de los ostrácodos, que en su fase juvenil requieren de carbonato de calcio con trazas de magnesio para construir sus valvas y ya en la fase adulta ocupan más carbonato de calcio.

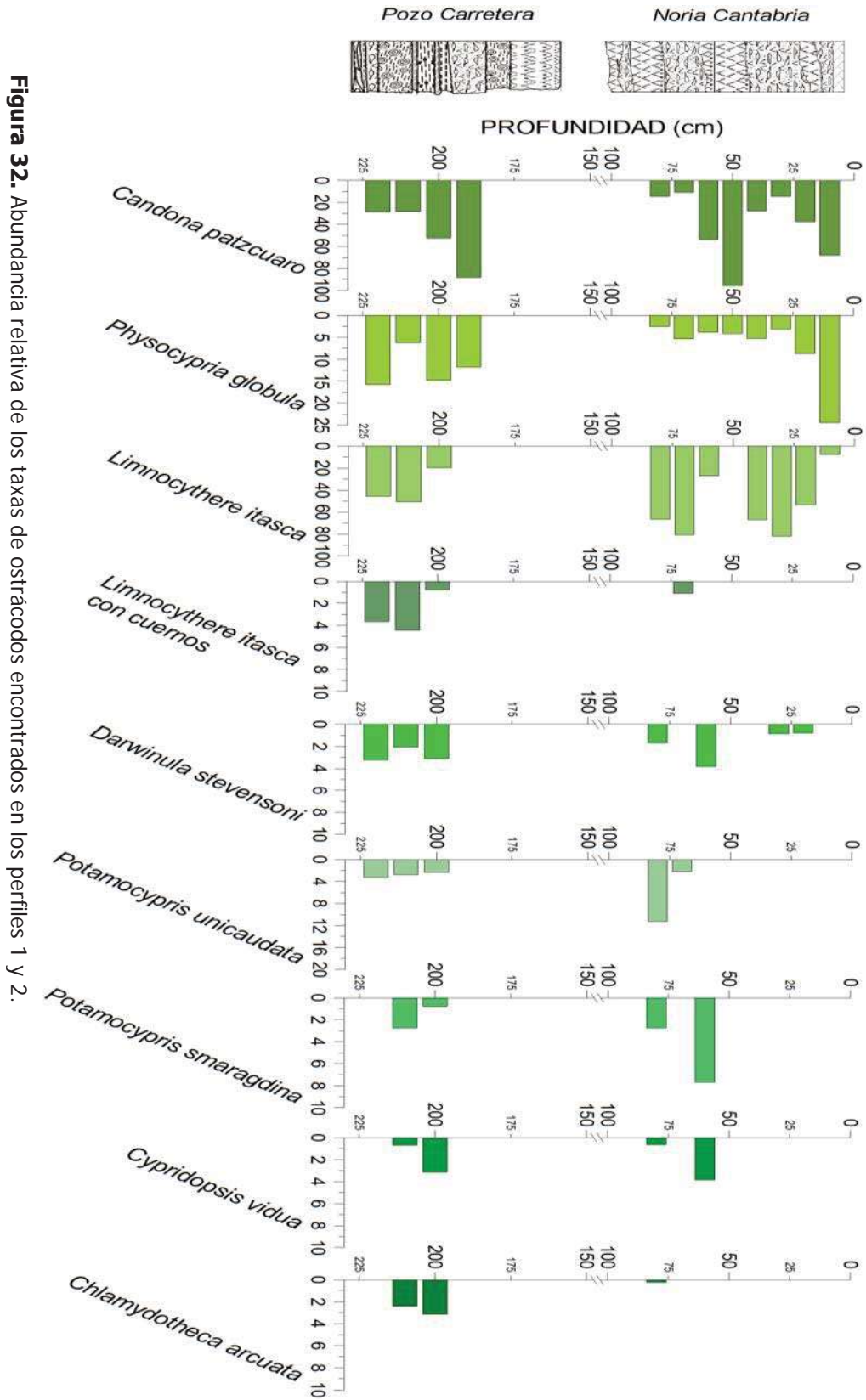
En total se registró la presencia de ocho taxas, pertenecientes al orden Podocopida, incluidos dentro de cuatro familias: Candonidae, Cyprididae, Darwinulidae y Limnocytheridae y siete géneros: Candona patzcuaro, Physocypria globula, Cypridopsis vidua, Potamocypris unicaudata y P. smaragdina, Chlamydotheca arcuata, Darwinula stevensoni y Limnocythere itasca en dos variaciones morfológicas (sin y con desarrollo de cuernos). En las muestras analizadas predominaron los individuos adultos y juveniles de estadios A-1 y A-2 de las especies C. patzcuaro y L. itasca, seguidos por individuos de P. globula y las dos especies de Potamocypris, mientras que los menos frecuentes fueron C. vidua, D. stevensoni y C. arcuata, de esta última únicamente se registraron juveniles A-1 y A-2 (Tabla 8, Fig. 32).

En la unidad III de la Noria Cantabria las asociaciones están dominadas por C. patzcuaro, L. itasca y P. globula en menor proporción, dominando desde 10 a 50 cm de profundidad. En las capas más profundas (60-80 cm) se registra la presencia de individuos dispersos de P. unicaudata, P. smaragdina, C. vidua y C. arcuata; mientras que la presencia de D. stevensoni solo se registró en las profundidades 20-30, 60 y 80 cm. Por otro lado, en la unidad I del Pozo Carretera, la parte más profunda (2.2m) está dominada por C. patzcuaro, L. itasca, P. globula, D. stevensoni y P. unicaudata; seguida por la presencia de los 8 taxas a profundidades de 2 a 2.1 m y en la última capa, a 1.9 m, únicamente se registran C. patzcuaro y P. globula en cantidades más bajas que en el resto de la secuencia.

Tabla 8. Cantidad de individuos separados por especie por muestra y abundancia relativa de los mismos (%). NC: Noria Cantabria; PC: Pozo Carretera.

| Muestra | NC-28 | NC-27 | NC-26 | NC-25 | NC-24 | NC-23 | NC-22 | NC-21 |
|--------------------------------|--------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|
| Peso (g) | 14.49 | 17.42 | 10.08 | 8.48 | 11.17 | 13.79 | 13.57 | 13.75 |
| Profundidad (cm) | 10 | 20 | 30 | 40 | 50 | 60 | 70 | 80 |
| Especie | | | | | | | | |
| <i>Candona patzcuaro</i> | 512 68.1% | 752 37.3% | 400 14.3% | 424 27.7% | 188 95.9% | 112 53.8% | 80 10.7% | 552 14.5% |
| <i>Physocypria globula</i> | 184 24.4% | 176 8.7% | 88 3.1% | 80 5.2% | 8 4.1% | 8 3.8% | 40 5.4% | 96 2.5% |
| <i>Limnocythere itasca</i> | 56 7.4% | 1072 53.2% | 2280 81.6% | 1024 67% | 0 | 56 26.9% | 600 80.7% | 2512 66.4% |
| <i>L. itasca con cuernos</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8(1.1%) | 0 |
| <i>Darwinula stevensoni</i> | 0 | 16 0.8% | 24 0.9% | 0 | 0 | 8(3.8%) | 0 | 64 (1.7%) |
| <i>Potamocypris unicaudata</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 16 2.2% | 424 11.2% |
| <i>Potamocypris smaragdina</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 16 7.7% | 0 | 104 2.7% |
| <i>Cypridopsis vidua</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8(3.8%) | 0 | 24(0.6%) |
| <i>Chlamydotheca arcuata</i> | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8(0.2%) |
| Total individuos | 752 | 2016 | 2792 | 1528 | 196 | 208 | 744 | 3784 |

| Muestra | PC-1 | PC-2 | PC-3 | PC-4 |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| Peso (g) | 7.11 | 8.31 | 10.65 | 11.77 |
| Profundidad (cm) | 220 | 210 | 200 | 190 |
| Especie | | | | |
| <i>Candona patzcuaro</i> | 280 (28.3%) | 328 (28.1%) | 536 (52.3%) | 120 (88.2%) |
| <i>Physocypria globula</i> | 156 (15.7%) | 72 (6.2%) | 152 (14.8%) | 16 (11.7%) |
| <i>Limnocythere itasca</i> | 452 (45.7%) | 588 (50.5%) | 200 (19.5%) | 0 |
| <i>L. itasca con cuernos</i> | 36 (3.6%) | 52 (4.5%) | 8 (0.8%) | 0 |
| <i>Darwinula stevensoni</i> | 32 (3.2%) | 24 (2.1%) | 32 (3.1%) | 0 |
| <i>Potamocypris unicaudata</i> | 32 (3.2%) | 32 (2.7%) | 24 (2.3%) | 0 |
| <i>Potamocypris smaragdina</i> | 0 | 32 (2.7%) | 8 (0.8%) | 0 |
| <i>Cypridopsis vidua</i> | 0 | 8 (0.7%) | 32 (3.1%) | 0 |
| <i>Chlamydotheca arcuata</i> | 0 | 28 (2.4%) | 32 (3.1%) | 0 |
| Total individuos | 988 | 1164 | 1024 | 136 |



Podemos suponer que se trata de comunidades conservadas in situ debido a la deposición de los sedimentos y la proporción entre juveniles y adultos contados (7:1) principalmente en *Candona patzcuaro*, la cual exhibió la mayor conservación de valvas de estadios juveniles. De acuerdo con la clave de establecimiento bioestratigráfico del ensamble de ostrácodos (Fig. 33) publicada en Boomer et al. (2003), nuestro ensamble consiste de organismos adultos principalmente, con registro variable de juveniles, sobre todo estadios casi maduros, encontrando en su mayoría las valvas desarticuladas y pocos caparzones con las valvas aún unidas. Por lo tanto, concluimos que nuestro conjunto faunístico corresponde a un ensamble vivo preservado in situ (autóctono), específicamente a *Tanatocenosis de alta energía* donde pudo ocurrir algún disturbio post – mortem, por corrientes, olas o actividad biológica, pero aún así se mantiene como buen indicador del ambiente vivo.

Las especies encontradas viven en condiciones circumneutrales a alcalinas, tanto en los intersticios de los sedimentos como en la vegetación acuática. *Physocypria globula*, se presenta comúnmente en las zonas litorales de los lagos y suele ser tolerante a moderadas concentraciones de sales en el agua; *Limnocythere itasca*, suele preferir sitios un poco más profundos y con sedimentos más limosos; el género *Potamocypris* y la especie *Cypridopsis vidua*, se encuentran principalmente en zonas litorales de corrientes suaves y vegetación densa y suelen tolerar condiciones ligeramente salinas, similar a *P. globula*; la especie *Candona patzcuaro*, que prefiere hábitats más profundos, con sedimentos con abundante materia orgánica; *Darwinula stevensoni*, se encuentra en aguas profundas y con corrientes lentas, además de ser bastante tolerantes a la salinidad. Polaco interpretó las asociaciones faunísticas como un lago de poca profundidad, de aguas básicas, fondo bien oxigenado y vegetación en el litoral asociada; seguido por una fase de pantano ligeramente profundo y en vías de desecación, señalado por la ausencia de ostrácodos y gasterópodos hacia la cima de la columna estratigráfica.

Una comunidad o población viviente representa una BIOGENOSIS. Todos los ensamblajes fósiles son restos incompletos de biocenosis: una TANATOCENOSIS (ensamblaje de vida) si se preservó in situ (autóctono), una TAFOCENOSIS (ensamblaje de muerte) si estuvo sujeto a transporte post-mortem (alóctono); un ensamblaje puede contener una mezcla de componentes autóctonos y alóctonos. Esta clave debe ser usada junto con la figura 2.

1. Está el ensamblaje aún in situ? e.g. visible sobre el plano acostado de una pieza de arcilla sin procesar
 - SI..... 2
 - NO Ensamblaje procesado, recogido y clasificado sobre una pendiente..... 3

2. Muestran las valvas algún alineamiento u orientación preferida? e.g. valvas elongadas todas aproximadamente paralelas o valvas todas convexas hacia arriba.
 - SI.....Indica transporte post-mortem: TAFOCENOSIS
 - NO ..Poco o nulo transporte post-mortem: TANATOCENOSIS

Ahora pasar al paso 3 para ver si puedes refinar esta conclusión

3. El ensamblaje consiste principalmente de adultos, juveniles o una mezcla de los dos?
 - Principalmente/solo adultos..... 4
 - Principalmente/solo juveniles..... 5
 - Una mezcla de adultos y juveniles..... 4

4. Probablemente una TANATOCENOSIS
 - Para refinar esta conclusión tratar de responder una o ambas de las siguientes preguntas
 - Son los adultos principalmente caparazones o valvas?
 - Principalmente/solo caparazones articulados..... 6
 - Principalmente/solo valvas desarticuladas..... 7
 - Que rango de tamaño de estadios está representado?
 - Un rango completo de estadios grandes y pequeños..... 6
 - Sólo estadios grandes..... 7

5. Probablemente una TAFOCENOSIS
 - Pero trata de responder una pregunta más:
 - Son los juveniles principalmente valvas o caparazones?
 - Todos/principalmente valvas desarticuladas..... 9
 - Todos/principalmente caparazones articulados..... 8

6. TANATOCENOSIS DE BAJA ENERGÍA
 - Mínima perturbación post-mortem; muy buen indicador de las condiciones ambientales en las cuales vivieron los ostrácodos.

7. TANATOCENOSIS DE ALTA ENERGÍA
 - Alguna perturbación post-mortem por corrientes, olas o actividad biológica; aún un buen indicador del ambiente de vida.

8. TANATOCENOSIS INTERRUMPIDA
 - Mortalidad juvenil: muertos in situ por alguna catástrofe ambiental (anoxia? cambio de salinidad?) y no alcanzaron a mudar para convertirse en adultos.

9. TAFOCENOSIS
 - Considerable perturbación post-mortem, clasificación y transporte; el ensamblaje no representa el ambiente en el cual vivieron los ostrácodos.

Las conclusiones pueden ser refinadas aplicando esta clave para cada especie para un período o sólo a las especies abundantes en el ensamblaje.

Figura 33. Clave para identificar el tipo de asociaciones de la comunidad de ostrácodos. Modificado de Boomer et al (2003).

A. DIAGNOSIS

Orden: Podocopida

Suborden: Podocopina

Superfamilia: Cypridacea

Familia: Candonidae

Subfamilia: Candoninae

Candona patzcuaro. Tressler, 1954.

Medidas promedio: largo - 1.30mm, alto - 0.79 mm.

Rasgos de identificación: patrón de cicatrices musculares en forma de roseta, aunque algunos lo consideran como huella de pata con la cicatriz muscular superior redondeada o subovoide (Griffiths, et al. 1993), 10 cicatrices divididas en: 2 mandibulares, 6 del musculo abductor y 2 dorsales. Caparazón sub-rectangular, marcadamente hinchado en vista dorsal, sin ornamentación en la superficie, con charnela sin dientes y abundantes canales de poro marginal. Sexualmente dimórficos: macho con margen ventral más convexo que el de la hembra; caparazón de la hembra más rectangular que el del macho (lámina 1a y b).

Ecología de la especie: Esta especie muestra una preferencia para hábitats con ausencia de cobertura macrófita. También parece estar asociada con sedimentos ricos en materia orgánica a profundidades superiores a 9.5 m (Bridwater, 1995). Rango de salinidad: 1 a 4 mg/L. Rango de temperatura: 13 – 32°C

Familia: Candonidae

Subfamilia: Cyclocypridinae

Physocypria globula Furtos, 1933

Medidas promedio: largo - 0.63 mm, alto - 0.41 mm.

Rasgos de identificación: patrón de cicatrices musculares simple en fila, caparazón sub-esférico, sin ornamentación en la superficie (lámina 1c).

Ecología de la especie: Común en estanques y pequeños lagos, zona litoral, canales, arroyos y diques. El macho es más pequeño que la hembra. Es una especie termoeuriplástica, meso a polititanofílica, reotolerante y oligohalofílica (Meisch, 2000). Rango de salinidad: 1 a 4 mg/L. Rango de pH: 5.5 a 9.5 (Delorme, 1990)

Familia: Cyprididae

Subfamilia: Cypridopsinae

Cypridopsis vidua. Müller, 1776.

Medidas promedio: largo - 0.65 mm, alto - 0.45 mm.

Rasgos de identificación: patrón de cicatrices musculares simple, un total de 10: 2 mandibulares, 6 de musculo abductor (centradas) y 2 dorsales (Meisch, 2000). Caparazón subtriangular a subovado, en vista lateral y dorsal; valva izquierda ligeramente más grande que la valva derecha. Margen dorsal arqueado y charnela sin dientes. Superficie muy ornamentada y dorso punteado (Delorme, 1993) (lámina 1d).

Ecología de la especie: Encontrada en un amplio rango de hábitats acuáticos, ya que es una especie nadadora muy activa, que prefiere cuerpos de agua permanentes grandes y pequeños, con abundante vegetación y aguas cálidas, como estanques, la zona litoral de lagos y ríos lentos; también se encuentra en hábitats intersticiales. Toleran un ligero aumento en la salinidad (máximo 8‰), tiene baja tolerancia a aguas pobremente oxigenadas y prefieren profundidades entre 0.5 y 2m (Meisch, 2000). Es una especie politermofílica, mesoreofílica, titanoeuriplástica, fitofílica y oligohalofílica. Rango de salinidad: 1 a 4 mg/L. Rango de temperatura: 13 – 32°C

Potamocypris unicaudata Schäfer, 1943

Medidas promedio: largo - 0.79 mm, alto - 0.46 mm.

Rasgos de identificación: patrón de cicatrices musculares simple en fila, caparazón en forma de luna creciente con margen dorsal curvado, no aplanada ventralmente,

posee una extensión de la valva asemejando una cola en la parte ventral posterior (lámina 1e).

Ecología de la especie: Vive tanto en aguas dulces puras como en hábitats ligeramente salinos. También están reportados para aguas con condiciones alcalinas. Presente en gran número. La especie no se considera un indicador de condiciones salinas excepto en presencia con otras especies halófilicas. Es una especie politermofílica, reoeuriplástica, meso a polititanofílica y oligohalofílica (Meisch, 2000). Rango de salinidad: 2 a 4 mg/l. Rango de pH: 7.1 a 11.1 (Delorme, 1990)

Potamocypris smaragdina Vávra, 1891

Medidas promedio: largo - 0.71 mm, alto - 0.40 mm.

Rasgos de identificación: patrón de cicatrices musculares simple en fila en total 10: 2 mandibulares, 2 dorsales y 6 de músculo abductor; caparazón en forma de luna creciente con el margen dorsal angulado y superficie ornamentada con canales de poros marginales; margen ventral ligeramente curvado y charnela sin dientes (lámina 1f).

Ecología de la especie: Reportada en la zona litoral de los lagos, estanques de peces y corrientes suaves; parece estar ausente en aguas temporales, pero los huevos son resistentes a la desecación. Se encuentra junto a *P. unicaudata*, puede tolerar condiciones ligeramente más salinas. Es una especie politermofílica, oligoreofílica, mesotitanofílica, probablemente euriplástica para pH (Meisch, 2000). Esta especie nectónica es conocida por preferir aguas permanentes. En el lago de Pátzcuaro es una de las 2 especies que muestran una fuerte preferencia por la cobertura de vegetación acuática (Bridwater, 1995). Rango de salinidad: 1 a 4 mg/l. Rango de pH: 6.5 a 9.5 (Delorme, 1990). Rango de temperatura: 18 – 32°C.

Familia: Cyprididae

Subfamilia: Cypridinae

Chlamydotheca arcuata. Sars, 1901.

Medidas promedio: largo - 1.5 mm, alto - 0.9 mm.

Rasgos de identificación: patrón de cicatrices musculares simple, en fila, todas las cicatrices dorsales bien desarrolladas, en total 9: 2 mandibulares, 2 dorsales y 5 de musculo abductor (Meisch, 2000). Caparazón subtrapezoidal en vista lateral, con vestíbulo anterior bien desarrollado y charnela sin dientes; margen anterior estrecho y margen posterior redondeado, parte dorsal notablemente arqueada y parte ventral convexa; valva derecha ligeramente más grande que la valva izquierda. Superficie suave pero con algunas papilas dispersas (Delorme, 1993) (lámina 2a).

Ecología de la especie: Es una especie tropical que habita aguas cálidas, fuera de los trópicos y con corrientes suaves. Prefiere aguas con presencia de calcio, magnesio, potasio, sodio, sulfatos y carbonatos. Rango de salinidad: 600 a 8,000 ppm. Rango de temperatura: 24 – 32°C.

Superfamilia: Darwinulacea

Familia: Darwinulidae

Darwinula stevensoni. Brady y Robertson, 1870.

Medidas promedio: largo - 0.72 mm, alto - 0.31 mm.

Rasgos de identificación: patrón de cicatrices musculares en forma de roseta, con 8 a 11 cicatrices, situadas en entre la parte media y anterior del caparazón (Meisch, 2000). Caparazón elongado, con margen anterior más estrecho que el posterior, en vista lateral tiene forma de cuña, charnela sin dientes; valva derecha ligeramente más grande que la valva izquierda, vestíbulo ausente. Superficie suave con lustre perlado (Delorme, 1993) (lámina 2b).

Ecología de la especie: Prefiere estanques, lagos y corrientes lentas, en la zona intersticial, tanto en sustratos lodosos como arenosos y aguas con

profundidades entre 6 y 9m. Tolera un incremento en la salinidad hasta un máximo de 15‰ (ca. 7.5g Cl/L). Es una especie termoeuriplástica, oligoreofílica, probablemente titanoeuriplástica y mesohalofílica (Meisch, 2000). Rango de temperatura: 13 – 32°C.

Superfamilia: Cytheracea

Familia: Limnocytheridae

Limnocythere itasca Cole, 1949

Medidas promedio: largo - 0.74 mm, alto - 0.38 mm

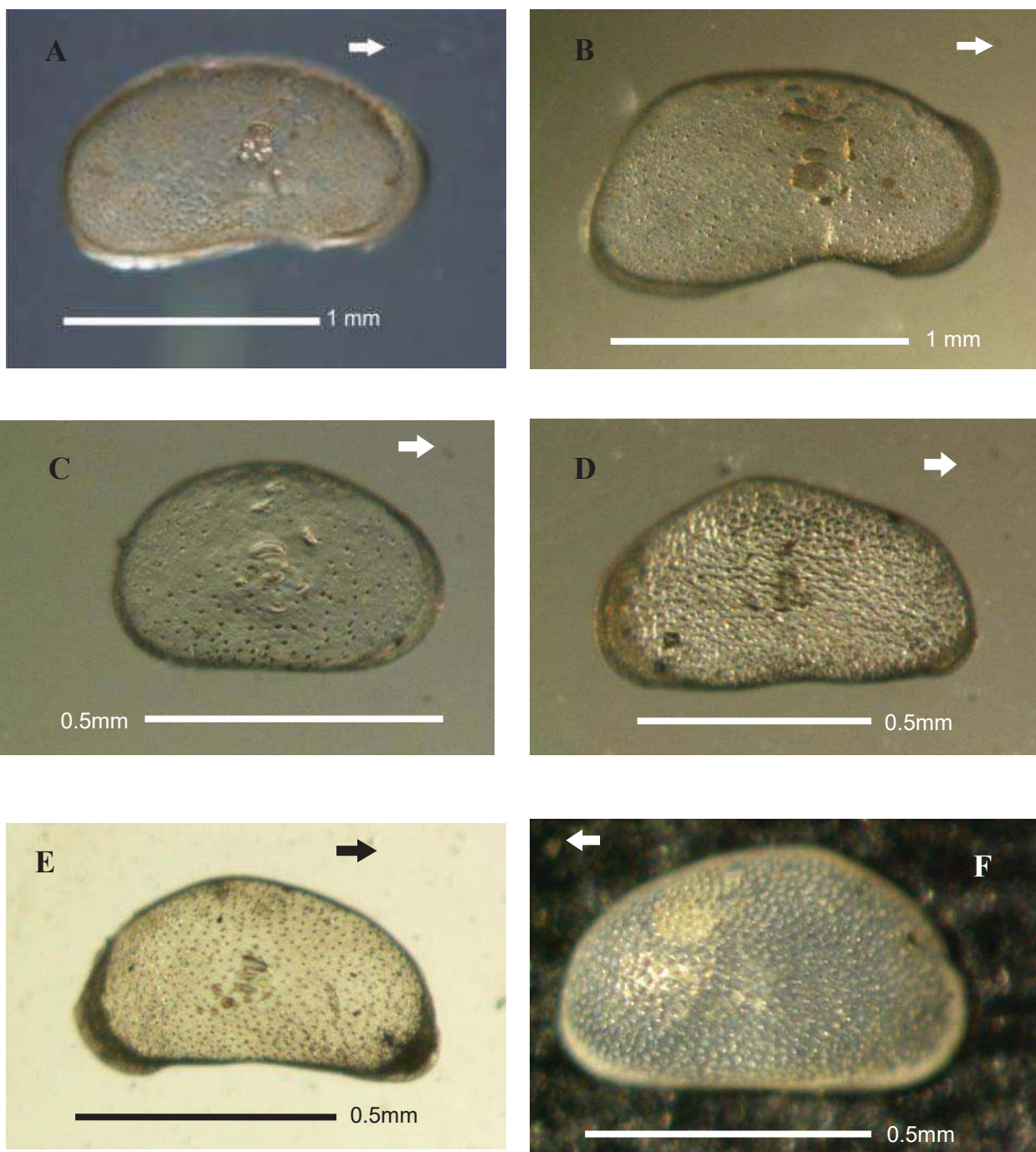
Rasgos de identificación: patrón de cicatrices musculares formado por 4 cicatrices arregladas en una fila vertical, caparazón en forma sub-rectangular, hembras subtrapezoidales, superficie reticulada con presencia de tubérculos; se registró la presencia de algunos individuos de esta especie con marcado desarrollo de tubérculos en su superficie, con apariencia de cuernos (lámina 2c - f).

Ecología de la especie: Las especies de este género son conocidas por vivir sobre la superficie del sedimento y los intersticios del mismo. En el lago de Pátzcuaro, esto se confirma por la fuerte preferencia de estas especies para la profundidad, sitios de aguas abiertas donde el sedimento es generalmente limoso (Bridwater, 1995).

Rango de salinidad: 1 a 3 mg/l.

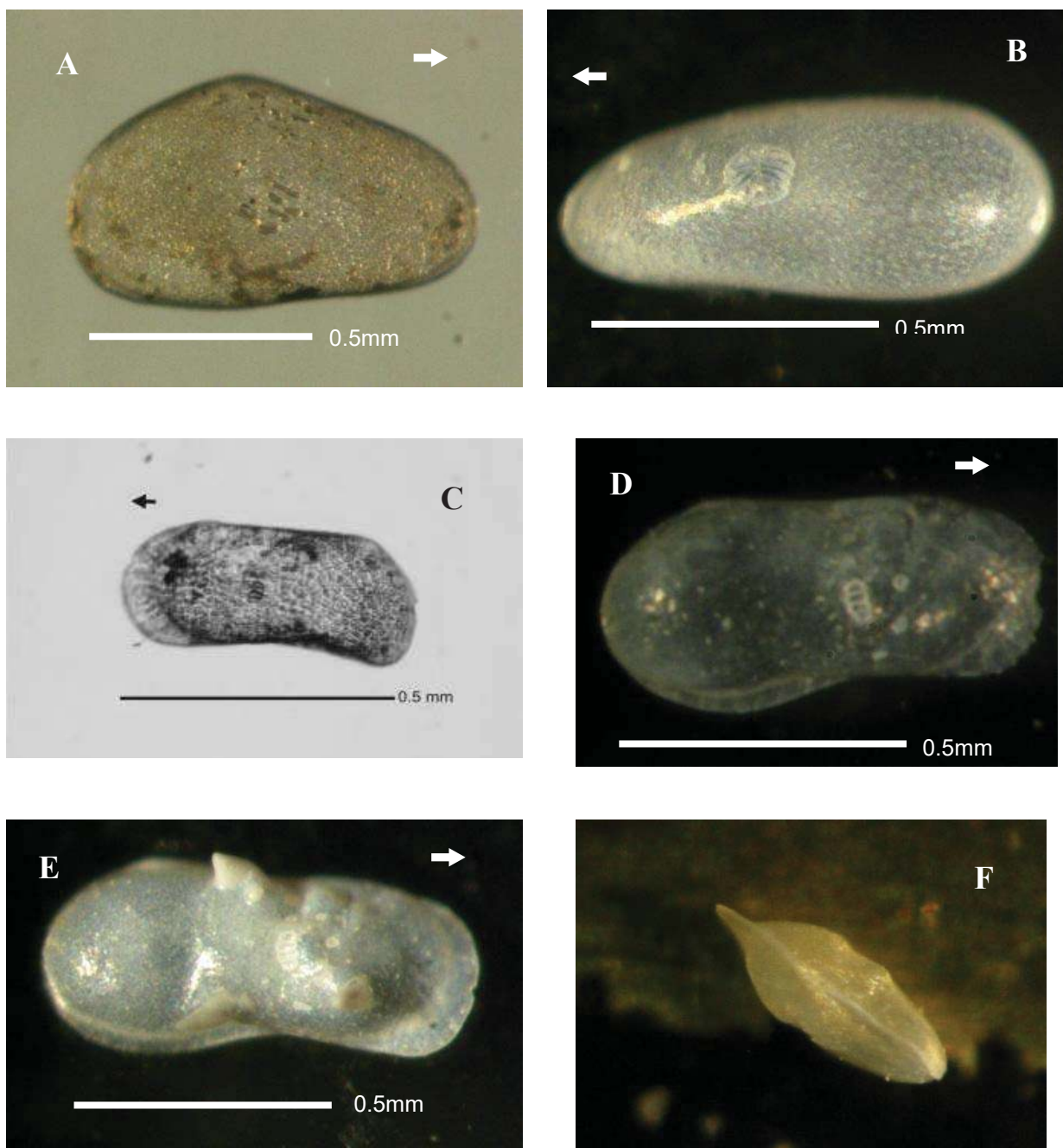
Rango de pH: 6.5 a 9.5 (Delorme, 1990)

LÁMINA 1



A - *Candona patzcuaro* hembra. B - *Candona patzcuaro* macho. C - *Physocypria globula*. D - *Cyridopsis vidua*. E - *Potamocrypris unicaudata*. F - *Potamocrypris smaragdina*. La flecha indica la parte posterior de la valva. Se observa el detalle del patrón de cicatrices musculares así como la ornamentación de la valva.

LÁMINA 2



A - *Chlamydotheca arcuata*, A-1. B - *Darwinula stevensoni* hembra. C - *Limnocythere itasca*, hembra. D - *Limnocythere itasca*, macho. E - *Limnocythere itasca*, macho con desarrollo de cuernos. F - *Limnocythere itasca*, hembra lateral. La flecha indica la parte posterior de la valva. Se observa el detalle del patrón de cicatrices musculares.

IX. DISCUSIÓN

Se han correlacionado las columnas estratigráficas obtenidas en nuestras trincheras (fig. 34), permitiendo inferir cinco etapas importantes en el registro sedimentario del área de las Lomas: la primera etapa sugiere un cuerpo de agua profundo ubicado en >40 000 años aP, caracterizado por el depósito de diatomitas intercaladas con al menos cinco capas de ceniza volcánica probablemente relacionadas a la misma cantidad de erupciones; una secuencia semejante de ca. 50 000 años fue reportada en el Lago de Patzcuaro, la cual además está muy deformada. La segunda etapa sugiere un lago químicamente más concentrado, somero, básico y se identifica por una serie de capas limosas con abundante presencia de organismos calcificados (gasterópodos, bivalvos y ostrácodos) mezcladas con 2 a 3 niveles de cenizas volcánicas negras; probablemente esta etapa pueda asociarse con una mayor entrada de sedimentos al cuerpo de agua, o bien con un aumento en el régimen de evaporación de la zona. La tercera etapa se refiere a un evento volcánico de gran magnitud representado por un depósito de casi 1m de espesor de ceniza volcánica negra y fina; la cuarta etapa corresponde a una serie de capas laminares limo – arcillosas intercaladas con cuatro estratos centimétricos de ceniza volcánica negra afectados por actividad tectónica, la cual provocó plegamientos y slumps. Las etapas dos, tres y cuatro se han ubicado en un período de tiempo mayor a 30 000 y menor a 40 000 años aP. La quinta y última etapa ha sido interpretada como sedimentos retrabajados por actividades humanas, en los cuales se mezclan capas de ceniza volcánica, arcillas y limos con altos contenidos de materia orgánica y fragmentos de cerámica y obsidiana, que se asignan al Holoceno; durante esta etapa se infiere la ausencia progresiva de flujos de agua en la zona.

El estudio estratigráfico ha mostrado una clara correlación en prácticamente todas las columnas levantadas; sin embargo, existen algunas discrepancias con algunos estudios precedentes y que mencionaremos más adelante.

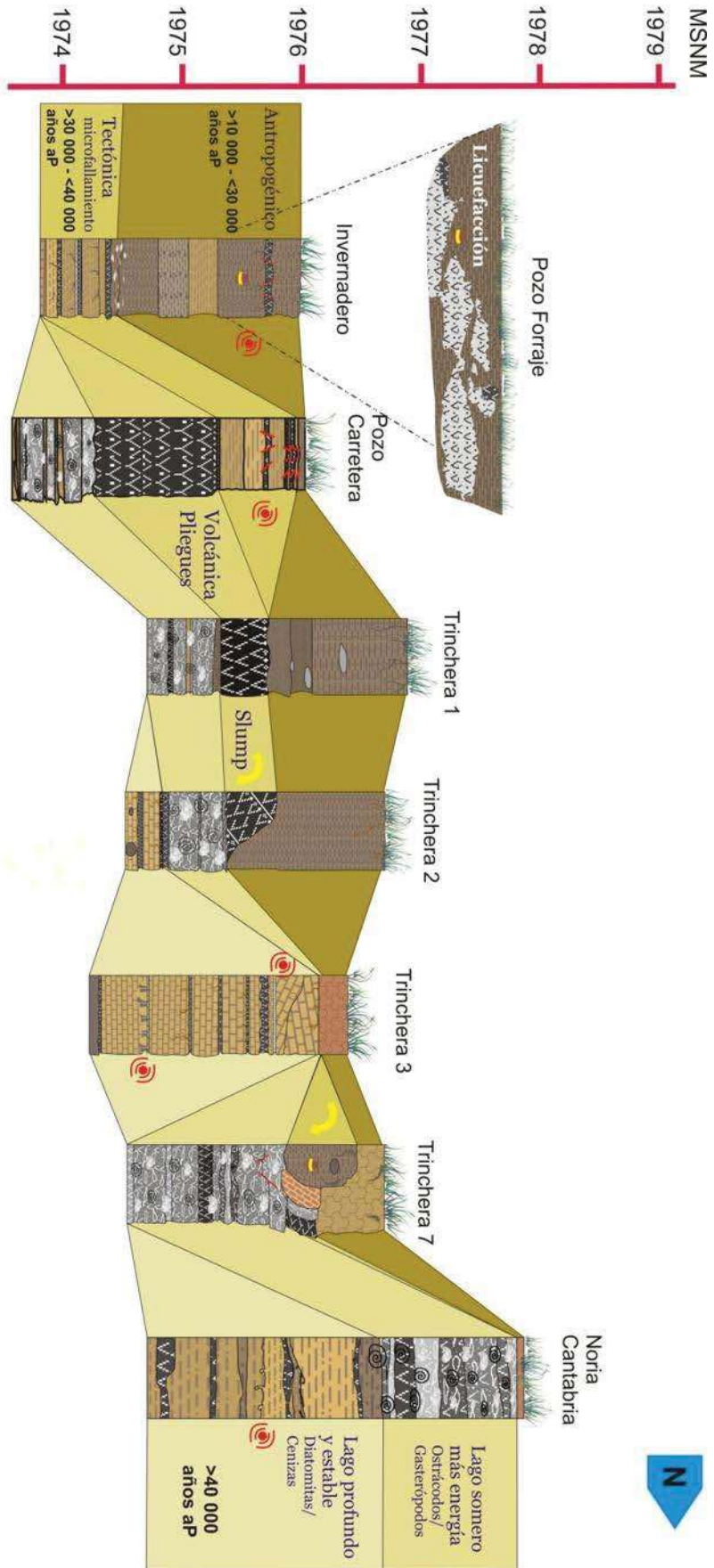


Figura 34. Correlación estratigráfica de las Lomas en el área de Cantabria, al suroeste de la ciénega de Zacapu.

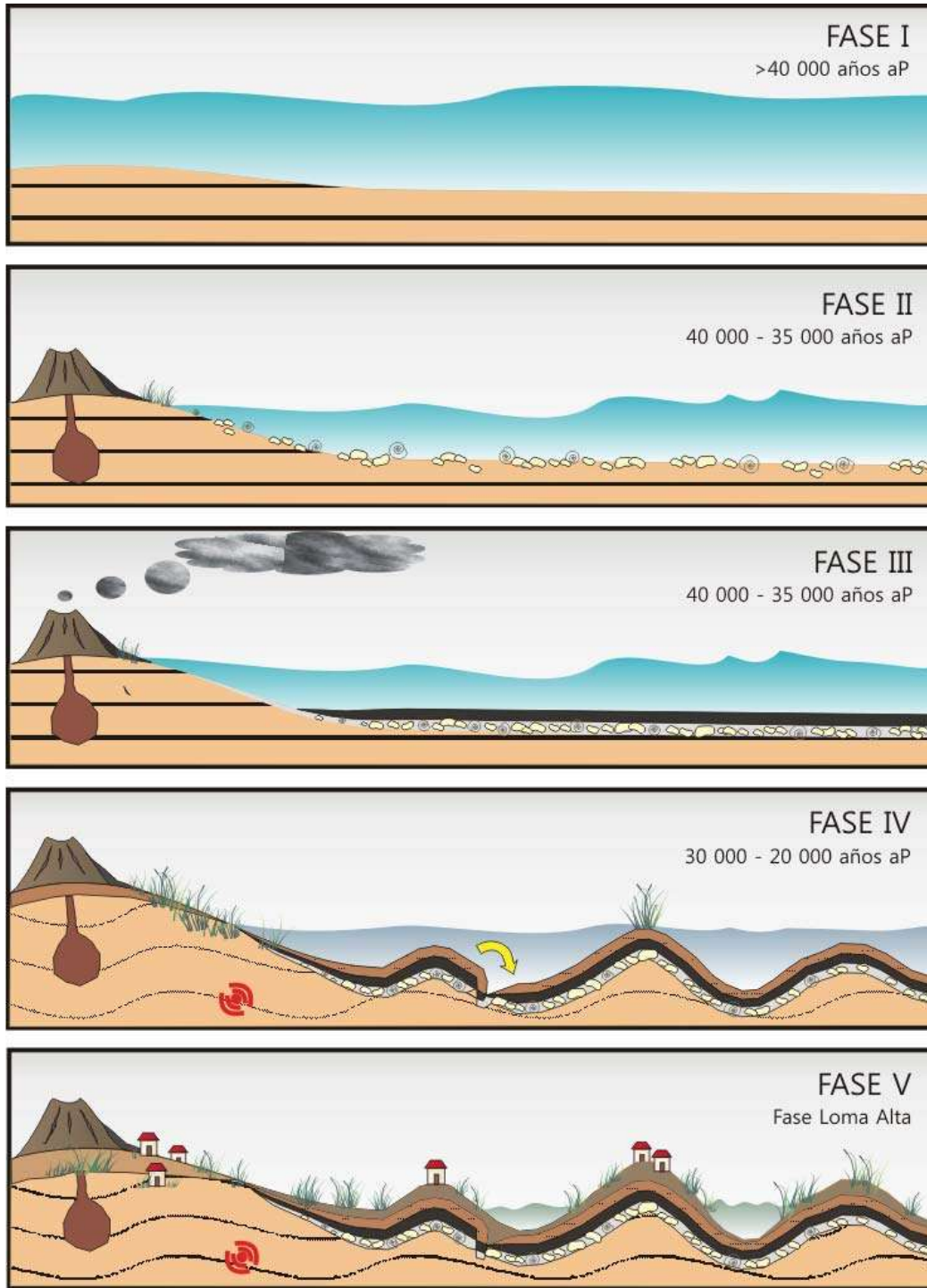


Figura 35. Esquema de los eventos más importantes deducidos a partir del registro sedimentario en las Lomas.

A partir de nuestros resultados y la correlación, hemos construido una columna estratigráfica tipo para el área de las Lomas dentro de la Ciénega de Zacapu (fig. 36), en la cual caracterizamos las siguientes unidades, de base a cima:

Unidad 1: de 2 m de espesor aunque no se observó la base, consistente en una serie de capas laminares de diatomitas color crema a café claro conteniendo fragmentos de huesos, vértebras y escamas de pez y moderada oxidación, algunas capas contienen restos vegetales y carbón. Estas capas están intercaladas con cinco estratos de ceniza volcánica negra, blanca y gris verdoso, con espesores de 10, 3, 5, 5 y 10 cm respectivamente, con alto contenido de vidrio volcánico, fragmentos de pómez, oxidación moderada y algunos restos de material vegetal. Esta unidad muestra estructuras de licuefacción muy claras, asociadas a un evento sísmico de magnitud >5 . Consistente con la unidad I y II de la trinchera 3 y la unidad I de la noria Cantabria. Esta unidad podría ubicarse en la Fase I de la figura 35.

Unidad 2: de 1 m de espesor, consiste de capas no laminares de diatomitas café claro, algunas veces presenta estratificación cruzada, con contenido moderado de huesos, vértebras y escamas de pez, abundante oxidación, restos vegetales y poco carbón disperso. Intercalado se encuentra un nivel de cenizas volcánicas blancas de 2 cm de espesor, en estructuras lenticulares; así como otros dos niveles de ceniza volcánica negra de 5 y 10 cm de espesor; todos contienen fragmentos de pómez y abundante vidrio y cuarzo. En esta unidad comienza a notarse la presencia de gasterópodos, también están presentes algunas bioturbaciones. Su contacto con la unidad 1 es ligeramente erosivo. Consistente con la unidad III de la trinchera 3 y la unidad II de la noria Cantabria.

Unidad 3: de 0.9 m de espesor, formada por capas limo arcillosas grisáceas, producto de la mezcla de ceniza volcánica negra, agregados granulares de diatomita crema y pequeños agregados de carbonatos, el contenido de huesos,

vértebras y escamas de pez, así como de carbón es bajo, mientras que la presencia de gasterópodos pulmonados, bivalvos y ostrácodos es muy abundante, constituyendo casi el 80% de los componentes de cada capa. Esta unidad presenta estructuras sinsedimentarias llamadas rizaduras de corriente. Su contacto con la unidad 2 es transicional. Consistente con la unidad III de la noria Cantabria y la unidad I del pozo carretera. Esta unidad se esquematiza en la Fase II de la figura 35.

Unidad 4: una capa de 0.9 m de espesor formada de ceniza volcánica negra con abundantes fragmentos de vidrio, obsidiana, pocos restos de huesos y algunas muestras de oxidación. Su contacto con la unidad 3 es una discordancia erosiva. Consistente con la unidad II del pozo carretera y con la Fase III de la figura 35.

Unidad 5: de 1 m de espesor, consiste en varias capas limo-arcillosas café mezcladas con ceniza volcánica negra en estructuras lenticulares, agregados de diatomita café claro y pequeños cúmulos de carbonatos, con oxidación moderada, contiene escasos fragmentos de huesos, vértebras y escamas de pez, así como vidrio volcánico, carbón disperso y moderado contenido de cuarzo; a pesar de ser similar a la unidad 3, esta unidad no presenta evidencia de organismos (ostrácodos, gasterópodos). En la parte superior de esta unidad se encuentran intercalados cuatro estratos de 2 a 5cm de espesor de ceniza volcánica negra, afectados por tectónica (microfallas) y en algunas áreas se observan bloques derrumbados (slumps). Consistente con la unidad III del pozo carretera y las unidades I y II del invernadero. Su contacto con la unidad 4 es transicional. Puede ubicarse esta unidad en la Fase IV de la figura 35.

Unidad 6: de 1.1 m de espesor, comprende una serie de capas limosas y limo arenosas café oscuro con restos de ceniza volcánica negra moderadamente oxidada, con escaso contenido de agregados de carbonatos y vidrio volcánico; estas capas están intercaladas con un nivel de ceniza volcánica blanca formando

estructuras de licuefacción muy evidentes dentro de los limos. En la parte inferior de esta unidad hay abundante contenido de diatomeas, en la parte intermedia disminuyen y aumenta el contenido de materia orgánica y carbón, además se registra la presencia de fragmentos de cerámica purépecha y algunas estructuras de bioturbación; esto se mantiene hasta la cima de la unidad. Consistente con la unidad III del invernadero y los sedimentos observados en el pozo del forraje. La relacionamos con la Fase V de la figura 35.

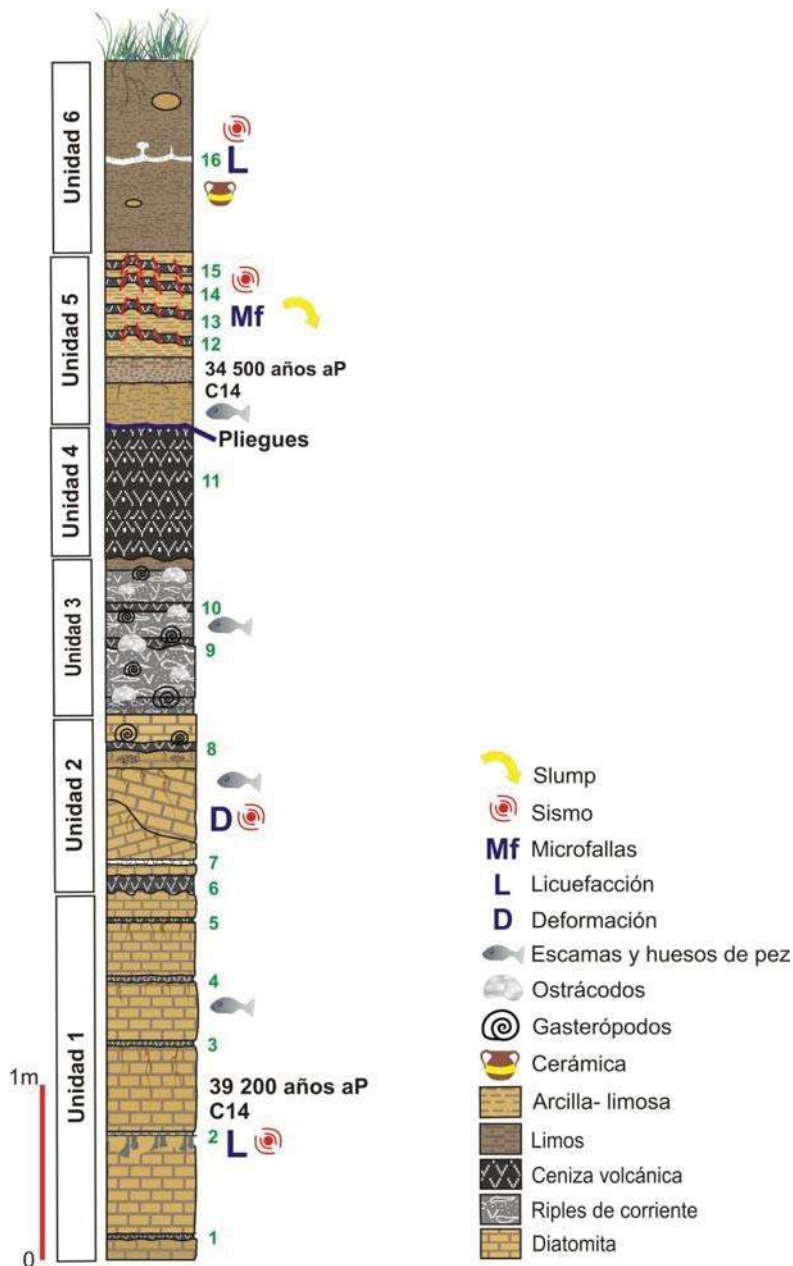


Figura 36. Columna estratigráfica tipo de las Lomas, al suroeste de la ciénega de Zacapu.

Correlacionamos nuestra columna tipo con la columna estratigráfica obtenida por Ortega y colaboradores en 2002 (fig. 37), encontramos un nivel en común que corresponde al gran depósito de ceniza volcánica, seguido por capas arcillosas. Debido a que la columna de Ortega y cols. fue obtenida a través de un núcleo de sedimentos en una de las Lomas no registraron la presencia de estructuras de deformación o licuefacción, como los reportados en nuestra columna tipo. Nuestras secuencias con organismos calcificados parecen ser más jóvenes y adicionalmente registramos una gruesa secuencia de diatomitas la cual no fue atravesada por el núcleo extraído por Ortega y cols., posiblemente debido a lo levantado de la secuencia, lo cual permitió la erosión de los estratos de diatomitas. Cabe señalar que en dicho núcleo se observaron escasas cantidades de diatomeas, las cuales mostraron una alta fragmentación sugiriendo procesos de erosión (Israde com. pers.).

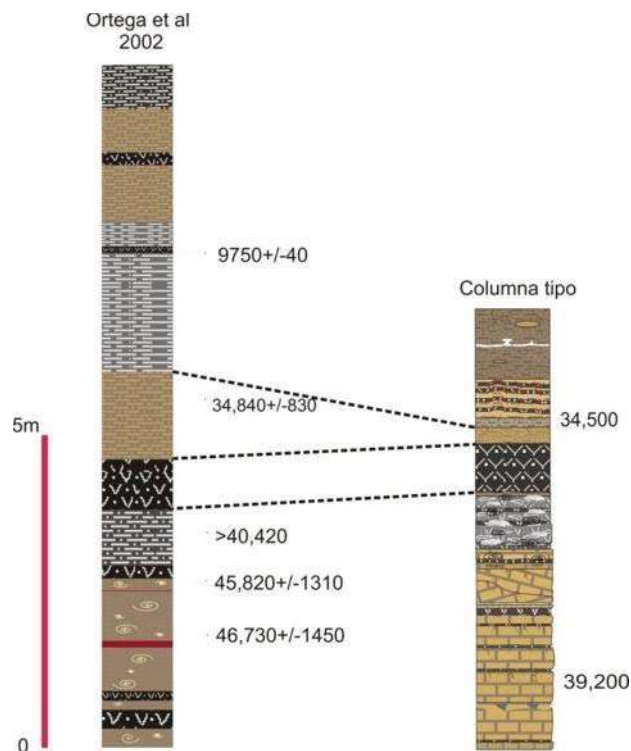


Figura 37. Correlación de la estratigrafía de Ortega y colaboradores (2002) y la columna tipo obtenida para el área de las Lomas, Ciénega de Zacapu.

Por otro lado, la microtopografía levantada en las Lomas parece ser más consistente con una formación relacionada a la actividad tectónica de la región que con las coladas de malpaís, ya que su avance tendría que ser más amplio y además la morfología y la dirección preferencial de la colada más cercana es distinta al de las Lomas.

El contenido de carbono orgánico en los sedimentos se mantiene en valores bajos desde la base de la columna tipo, donde se encuentran los niveles diatomíticos, con algunos picos de aumento en las primeras tres unidades probablemente asociados con mayores ingresos de materia orgánica al cuerpo de agua debido a un período más productivo; estos valores alcanzan casi el cero en la unidad 4 donde se mantiene casi nulo y a partir de esta unidad los contenidos de carbono orgánico se incrementan paulatinamente hasta la cima de la columna. Por otro lado, el contenido de carbono inorgánico se mantiene en valores muy bajos en las primeras dos unidades, aumentando dramáticamente en la unidad 3, donde se registra la presencia de organismos con caparazones calcáreos, disminuyendo nuevamente hasta valores muy cercanos al cero en los sedimentos superiores y hasta la cima de la columna, siendo menores al 1% (fig. 38C).

Estos valores sugieren tres etapas en nuestra área de estudio: un cuerpo de agua diluido o más profundo durante las unidades estratigráficas 1 y 2, seguido por un corto período de concentración química del agua por un cuerpo lacustre más somero y alcalino. Finalmente, la transición desde una etapa pantanosa, ya sin aporte significativo de carbono inorgánico, hasta la desecación total del cuerpo de agua.

La granulometría en general se mantiene dentro de las fracciones más finas (arcillo –limosa), cambiando a limo – arcilloso en los niveles correspondientes a los niveles de ceniza volcánica y las unidades 3 a 6 de la estratigrafía descrita. La granulometría más arenosa se presenta sobre todo en las unidades más cercanas a

la cima (5 y 6) (fig. 38D). El cambio en el tamaño de partícula de arcillas en la base hasta los limos arenosos en la cima, en los sedimentos no correspondientes a tefras, sugieren un cambio en el régimen hidrodinámico del área, por ejemplo una disminución progresiva de los flujos de agua.

De acuerdo con la caracterización mineralógica, los sedimentos del área de las Lomas consisten de una mezcla de fases minerales donde predominan los feldespatos, principalmente el grupo de las plagioclasas representado por la anortita y el sílice en varias formas polimórficas (cristobalita, tridimita, cuarzo); seguidos en menor proporción por piroxenos (enstatita), carbonatos de calcio, óxidos de hierro (magnetita, maghemita) y minerales arcillosos (fig. 38A). Esta composición es consistente con el basamento de la ciénega de Zacapu, que son andesitas ricas en sílice y con contenido moderado potasio, pertenecientes a la serie calco-alcalina. Los sedimentos diatomíticos se caracterizaron por tener la mayor abundancia de sílice, mientras que las capas con ceniza volcánica registraron cantidades elevadas de magnetita y piroxenos. A pesar de que el carbonato de calcio se registró en gran parte de los sedimentos, su mayor abundancia se ubica en las capas correspondientes a la unidad estratigráfica 3. La ceniza volcánica de la unidad 4 presentó abundancia de vidrio volcánico, piroxenos (enstatita), cuarzo, anortita y un poco de magnetita. Por otro lado, las plagioclasas se registraron en todas las muestras analizadas.

Los resultados también muestran un desarrollo moderado de las arcillas montmorilloníticas de calcio y magnesio, halloysita y metahalloysita, esta última particularmente en la unidad 3, sugiriendo pérdida de agua de los sedimentos para ese período, apoyando los resultados de contenido de carbono. Esto coincide con los resultados reportados por Demant y colaboradores en 1992, quienes reportan halloysita asociada a otra variedad alófana, la imogolita. Y coinciden además con los reportes de minerales magnéticos y carbonatos derivados de organismos calcificados publicados por Ortega y colaboradores en 2002.

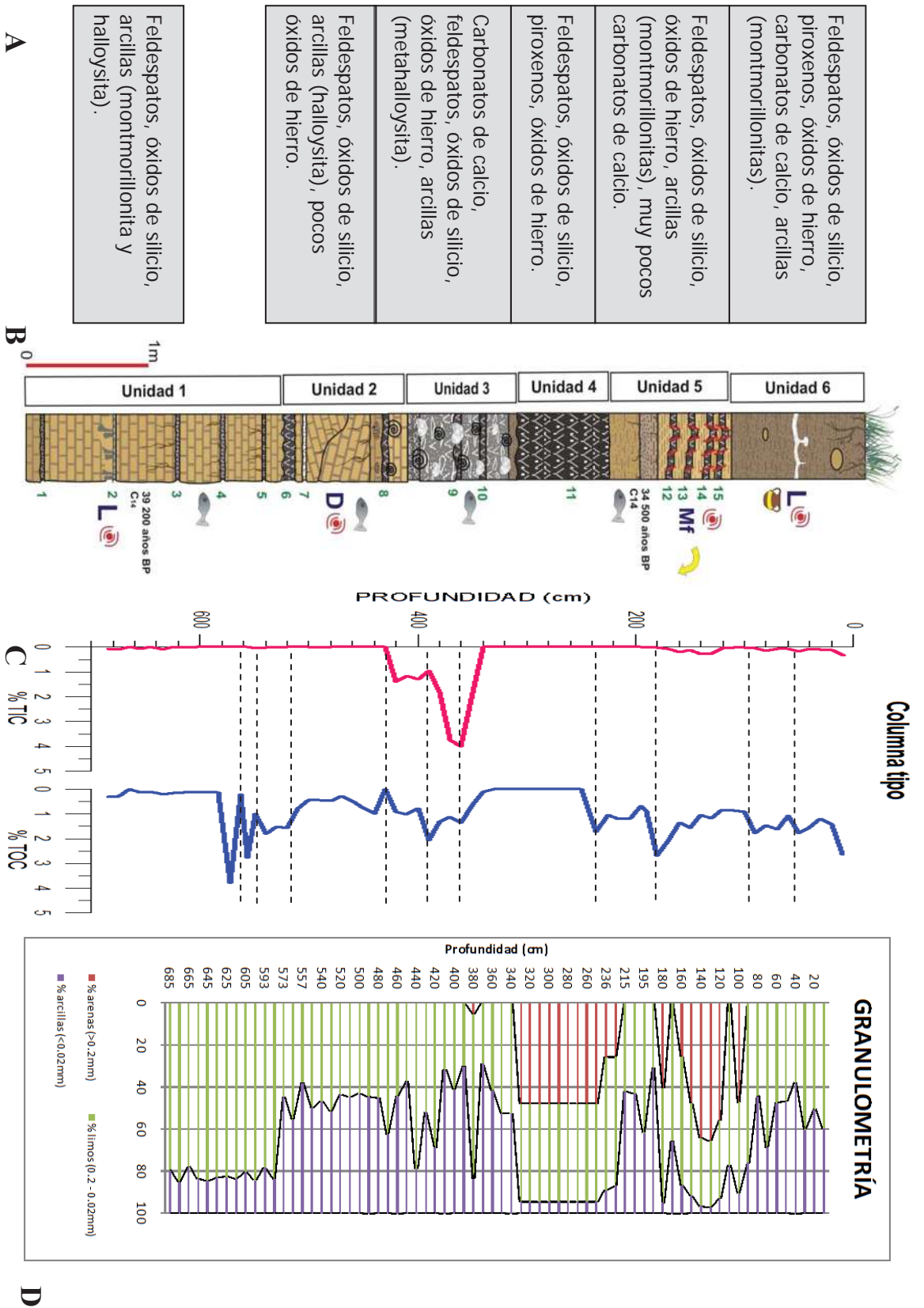


Figura 38. Correlación de los resultados obtenidos. A. Mineralogía. B. Columna tipo. C. Contenido de carbono. D. Granulometría.

Respecto a los análisis de ostrácodos, en general, la diversidad de taxas encontradas en la unidad 3 no fue muy grande (un total de ocho especies), pero su abundancia si fue notable en prácticamente cada capa con presencia de ostrácodos, lo cual de acuerdo con DeDecker (1981) es característico de cuerpos de aguas continentales en los cuales la evaporación ha superado al régimen de precipitación (fig. 39), produciendo más sedimentos derivados de alta concentración iónica del agua, lo cual puede asociarse indirectamente a condiciones climáticas más secas.

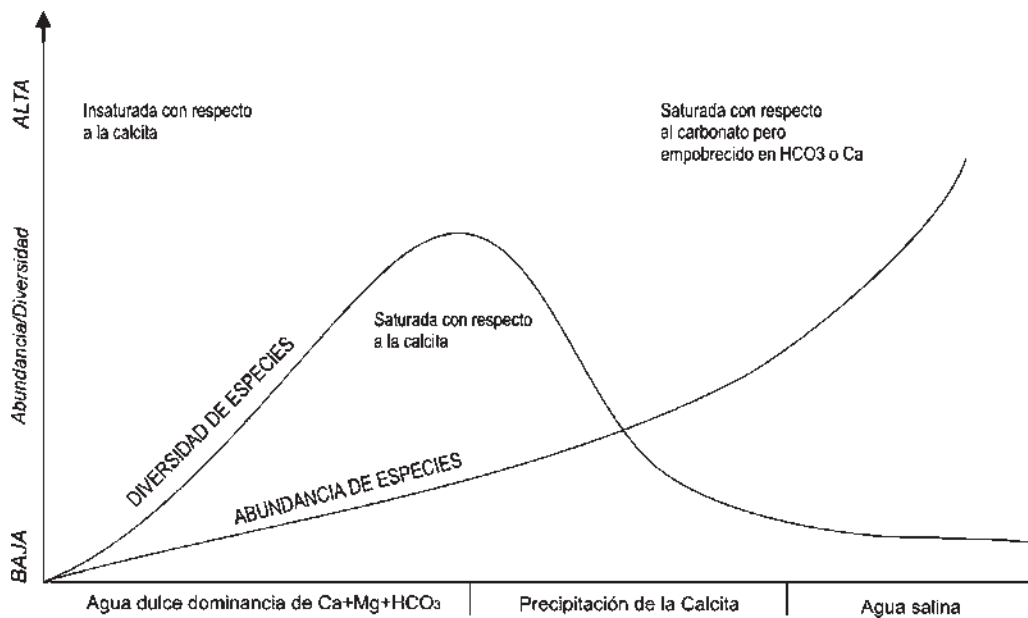


Figura 39. Abundancia y diversidad de especies de ostrácodos en relación a la concentración del cuerpo de agua (DeDecker, 1981).

Con base en los resultados se puede inferir que, al menos durante el registro que abarca la unidad estratigráfica tres, existió en el área de las Lomas en Cantabria una época con condiciones climáticas menos húmedas que el período anterior, esto derivó en un cuerpo de agua químicamente concentrado, alcalino y relativamente somero, con vegetación asociada e influencia de flujos de aguas de manantiales. Las especies que dominaron a lo largo de la secuencia fueron

Candona patzcuaro y *Limnocythere itasca* (fig. 40). Estas condiciones permanecieron el tiempo suficiente para permitir el aumento de las poblaciones de ostrácodos y gasterópodos, así como su posterior conservación en los sedimentos; la presencia de metahalloysita y altos contenidos de carbono inorgánico apoyan esta interpretación.

Previamente, en el trabajo de Polaco (en: Petrequin, 1994) se registró la presencia de varios niveles con presencia de ostrácodos y gasterópodos, cerca de la antigua ribera de las Lomas y el pantano interno, sus resultados sugieren la presencia de un cuerpo de agua básico, somero (1 – 2 m), con vegetación emergente, fondo bien oxigenado y con contenido adecuado de sales para el crecimiento de moluscos y ostrácodos. Posteriormente, infiere un pantano poco profundo, en vías de desecación, con aumento en la vegetación, el agua con pH ligeramente ácido y con poca cantidad de sales disueltas, lo cual resultó en la ausencia de ostrácodos y un porcentaje muy bajo de moluscos.

A pesar de que la secuencia de facies descritas por Polaco son muy similares a las registradas en nuestro estudio y sus muestras provienen de áreas cercanas a las nuestras, el hecho de que Polaco se haya enfocado a la identificación de los moluscos y nosotros en cambio a los ostrácodos, dificulta concluir si se trata o no de los mismos depósitos y ambientes inferidos.

1. *Candona patzcuaro*
2. *Physocypria globula*
3. *Limnocythere itasca*
4. *Limnocythere itasca* con cuernos
5. *Darwinula stevensoni*
6. *Potamocypris unicaudata*
7. *Potamocypris smaragdina*
8. *Cypridopsis vidua*
9. *Chlamydotheca arcuata*

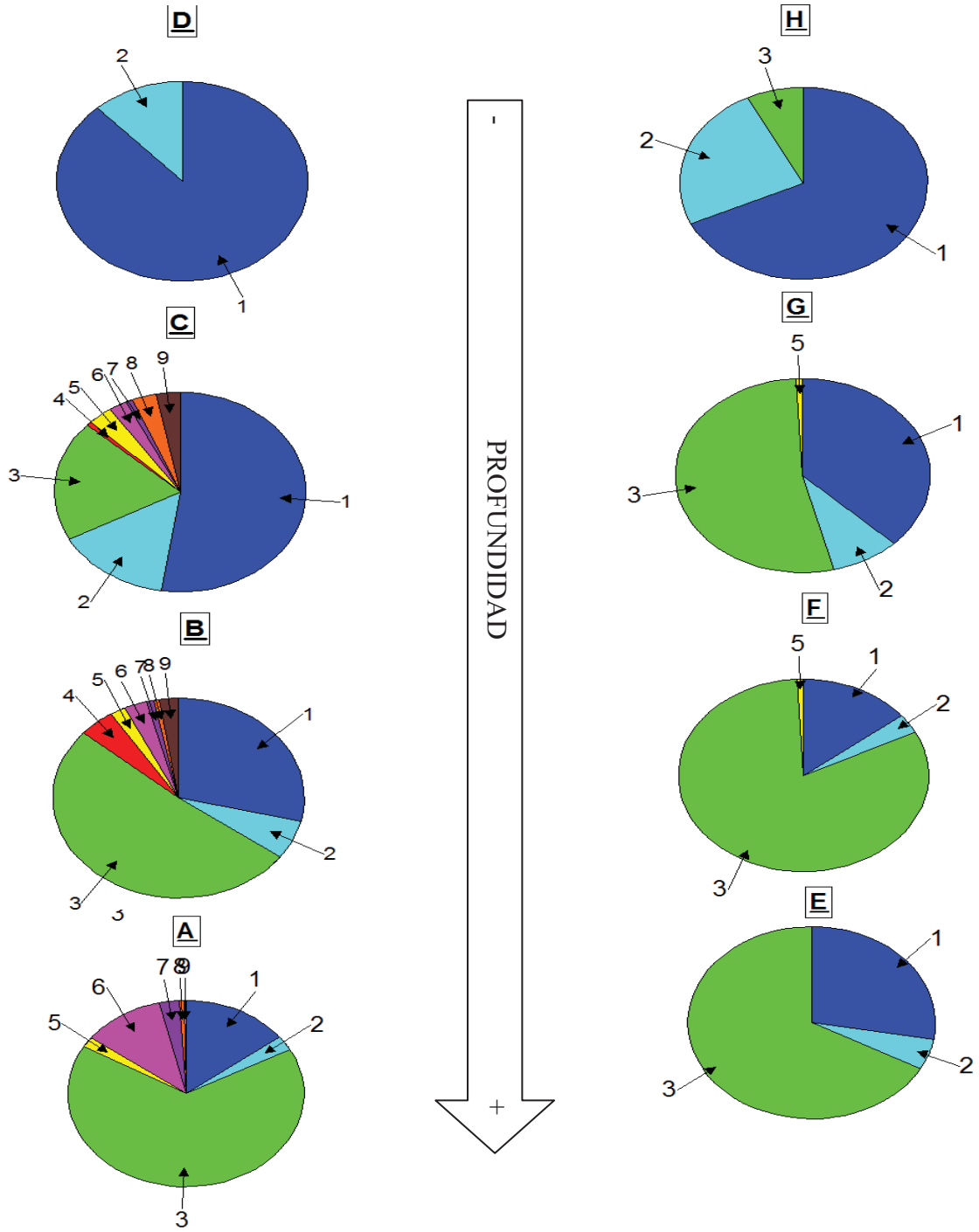


Figura 40. Abundancia relativa de especies de ostrácodos en la unidad 3 de la columna tipo. A: facies más profundas. H: facies menos profundas.

X. CONCLUSIONES

Desde el punto de vista estratigráfico, se obtuvo una columna estratigráfica tipo fechada a una profundidad de 50 cm de su base en 39 200 años aP y formada por 6 unidades litológicas en total. La primera unidad abarca una serie de capas laminares de diatomitas en las que se intercalan cinco estratos de ceniza volcánica de espesores centimétricos, además muestra estructuras de licuefacción. La segunda unidad consiste de capas de diatomitas deformadas intercaladas con tres niveles centimétricos de cenizas volcánicas, presenta algunas bioturbaciones. La tercera unidad abarca capas limo arcillosas con alto contenido de gasterópodos pulmonados, bivalvos y ostrácodos, presenta ondulitas o ripples de corriente. La cuarta unidad está representada por un depósito de casi 1m de ceniza volcánica negra. La quinta unidad abarca una serie de capas limo-arcillosas intercaladas con cuatro niveles centimétricos de cenizas volcánicas, esta unidad está claramente afectada por tectónica y en algunos lugares presenta evidencias de derrumbes (slump). La sexta y última unidad comprende una serie de capas limosas y limo-arenosas, mezclada con ceniza volcánica en estructuras de licuefacción, esta unidad contiene abundantes fragmentos de cerámica purépecha y obsidiana.

Desde el punto de vista estructural, la microtopografía del área de las Lomas sugiere que su origen está relacionado con el penúltimo sismo registrado en la columna tipo, cuya onda sísmica pudo provocar un plegamiento en dirección NNO-SSE, lo cual levantó y deformó los lacustres, creando espacios favorables para el establecimiento de asentamientos humanos, los cuales a su vez modificaron paulatinamente la morfología de las lomas, agregando rellenos y pisos en varias etapas (Petrequin, 1994).

Desde el punto de vista volcánico, el registro sedimentario sugiere al menos 16 episodios volcánicos distintos durante los últimos 40 000 años, de magnitudes diversas, identificados a través de depósitos de caída. Al parecer el episodio más

intenso corresponde al depósito número 11, el cual debió tratarse de un evento local, esto se infiere por la gran cantidad de ceniza depositada en este nivel. Calculamos un promedio de un evento volcánico cada 2 500 años.

Desde el punto de vista paleosismológico, la fuerte deformación de los sedimentos lacustres, así como la presencia de estructuras de licuefacción, bloques caídos (slumps) y microfallas en gran parte de la secuencia sedimentaria sugieren la existencia de al menos cuatro sismos antiguos con magnitud superior a 5, es decir un estimado de 1 sismo cada 10 000 años. Reforzando la idea de que en esta zona el registro sedimentario está fuertemente controlado tanto por tectónica antigua como reciente.

Desde el punto de vista mineralógico, nuestros resultados son consistentes con el basamento de la cuenca de Zacapu reportado por Demant y colaboradores en 1992, donde domina la presencia de feldespatos (especialmente el grupo de plagioclasas), dos formas polimórficas del cuarzo y, en menor cantidad, carbonatos de calcio y óxidos de hierro. Su determinación fue de suma importancia para la identificación de la fase somera en el registro sedimentario (presencia de metahalloysita).

Desde el punto de vista paleoambiental, los contenidos de carbono orgánico e inorgánico sugieren tres fases dominantes: un cuerpo de agua relativamente profundo durante las primeras dos unidades estratigráficas, con algunos periodos de mayor productividad, reflejado en algunos picos del TOC; fue seguido por un período de concentración química del agua en un cuerpo lacustre más somero y alcalino, registrado en la unidad 3, lo cual favoreció el desarrollo de las poblaciones de malacofauna y ostrácodos y se reflejó en el pico de TIC más alto en toda la columna. Finalmente, podemos suponer la transición desde una etapa pantanosa, ya sin aporte significativo de carbono inorgánico, pero con registro moderado de carbono orgánico, concluyendo en la desecación total del área.

Por otro lado, las asociaciones específicas de ostrácodos sugieren un cuerpo de agua químicamente concentrado, alcalino y relativamente somero, con vegetación asociada e influencia de flujos de aguas de manantiales.

XI. LITERATURA CITADA

1. Álvarez J. 1972. Ictiología Michoacana V. Origen y distribución de la Ictiofauna Dulceacuícola de Michoacán. An. Esc. Nac. Cienc. Biol. Mex. 19 pp. 155 – 161.
2. Antaramián H.E. y G Correa. 2003. **Fisiografía**. En: *Correa G. 2003. Capítulo II: Geografía Física. Atlas Geográfico del estado de Michoacán*. UMSNH Colmich. SEP, Michoacán EDDISA S.A. 2da edición. 454 pp.
3. Arnauld C., S.E. Metcalfe, P. Petrequin. 1997. **Holocene climatic change in the Zacapu lake basin, Michoacán: Synthesis of Results**. Quaternary International, Vol. 43/44, Elsevier Science Ltd. Pp. 173 – 179.
4. Arnauld C., P. Carot y M.F. Fauvet – Berthelot. 1994. **Introducción**. En: *8000 años de la Cuenca de Zacapu. Evolución de los paisajes y primeros desmontes*. Cuadernos de Estudios Michoacanos 6. Pp. 9 – 28.
5. Arias J., M.J. 1998. **Los sedimentos lacustres del margen meridional del lago de Pátzcuaro como indicadores de su ambiente en los últimos miles de años**. Tesis profesional. Facultad de Biología. UMSNH. México.
6. Benson, Richard H. 2003. **The ontogeny of an ostracodologist**. Paleontological Society Papers V. 9. En Bridging the Gap, capítulo 1. Pp. 1 – 8.
7. Bischoff J.L., I. Israde Alcantara, V.H. Garduño Monroy y W.C. Shanks. 2004. **The springs of lake Patzcuaro: chemistry, salt – balance and implications for the water balance of lake**. Applied Geochemistry 19. Pp. 1827 – 1835.

8. Bocco G.V., C.E. Mendoza. 1999. **La Regionalización Geomorfológica como una alternativa de Regionalización Ecológica en México. El caso de Michoacán de Ocampo.** La Carta Geológica de Michoacán Escala 1: 250 000. IIM. UMSNH. México.
9. Boomer I., D.J. Horne e I.J. Slipper. 2003. **The use of Ostracods in palaeoenvironmental studies, or what can you do with an Ostracod shell?** Paleontological Society Papers V. 9. En Bridging the Gap, cap 9. Pp. 153 – 180.
10. Bradbury J.P., M.R. Forester y A.W. Watts. 1983. **Paleolimnología y desarrollo de la agricultura en Pátzcuaro, Michoacán, México.** V Coloquio sobre Paleobotánica y Palinología. Escuela Nacional de Ciencias Biológicas. México.
11. Bridgwater, Nigel D. 1995. **Non - marine ostracods as indicators of Holocene environmental change in Central Mexico.** Tesis Doctoral. Universidad de Kingston.
12. Bridgwater N.D., J.A. Holmes y S.L. O'Hara. 1999. **Complex Controls on the trace – element chemistry of non – marine ostracods: an example from Lake Pátzcuaro, Central Mexico.** Palaeo. No. 148, Pp. 117 – 131.
13. Butzer K.W. y E.K. Butzer. 1993. **The Sixteenth-Century Environment of the Central Mexican Bajío: Archival Reconstruction from Colonial Land Grants and the Question of Spanish Ecological Impact.** En: *Culture, Form and Place: Essays in Cultural and Historical Geography*, editado por Ken Mathewson. Geoscience and Man. Vol. 32, Pp. 89 – 124. Departamento de Geografía y Antropología, Universidad Estatal de Lousiana, Baton Rouge.

14. Cabrera, G.A. 2003. **Suelos**. En: *Correa G. 2003. Capítulo II: Geografía Física. Atlas Geográfico del estado de Michoacán*. UMSNH Colmich. SEP, Michoacán EDDISA S.A. 2da edición. 454 pp.
15. Coulter Corp. 1994. **Manual del Producto: Coulter LS Series**. Miami Florida, EUA.
16. Davies S.J., S.E. Metcalfe, A.B. MacKenzie, A.J. Newton, G.H. Endfield y J.G. Farmer. 2004. **Environmental changes in the Zirahuen Basin, Michoacan, Mexico, during the last 1000 years**. *Journal of Paleolimnology* 31. Pp. 77 – 98.
17. De Deckker, Patrick. 1981. **Ostracods from Athalassic Salt Lakes: a review**. *Hydrobiologia*, No. 81. Pp. 131 – 144.
18. De Deckker, Patrick. 2002. **Ostracod Palaeoecology**. En *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. Geophysical Monograph 131. American Geophysical Union. Pp. 121 – 133. EUA.
19. Delorme, L. Denis. 1970a. **Freshwater ostracodes of Canada, parte II: Subfamilias Cypridopsinae, Herpetocypridinae y familia Cyclocyprididae**. *Canadian Journal of Zoology*, 48. Pp. 253 – 266.
20. Delorme, L. Denis. 1970b. **Freshwater ostracodes of Canada, parte III: Familia Candonidae**. *Canadian Journal of Zoology*, 48. Pp. 1099 – 1127.
21. Delorme, L. Denis. 1971. **Freshwater ostracodes of Canada, parte V: Familias Limnocytheridae, Loxoconchidae**. *Canadian Journal of Zoology*, 49. Pp. 43 – 64.
22. Delorme, L. Denis. 1990. **The use of Ostracodes in paleoenvironmental reconstruction**. Pp. 115 – 136. En: *Short Course 2: Biological Techniques in*

- Paleoenvironmental Interpretation. (A.V. Morgan, Ed.); First Joint Meeting, Canadian and American Quaternary.
23. Demant A., J.N. Labat, D. Michelet y J. Tricart. 1992. **El Proyecto Michoacán 1983 – 1987. Medio ambiente e Introducción a los trabajos arqueológicos.** Cuadernos de Estudios Michoacanos 4. 197 pp.
24. Demant, Alain. 1992. **Marco Geológico Regional de la Laguna de Zacapu.** En: *El Proyecto Michoacán 1983 – 1987. Medio ambiente e Introducción a los trabajos arqueológicos.* Cuadernos de Estudios Michoacanos 4. Pp. 55 – 72.
25. Diccionario enciclopédico Lexis 22. 1980. **Mineralogía geológica.** Círculo de Lectores SA. Barcelona, España. 288 pp.
26. Endfield G.H. y S.L. O'Hara. 1999. **Degradation, Drought and Dissent: an environmental history of colonial Michoacan, West Central Mexico.** Annals of the Association of American Geographers, 89 (3). Pp. 402 – 419.
27. Egerton, Ray F. 2005. **Physical Principles of Electron Microscopy. An Introduction to TEM, SEM and AEM.** Springer Science + Business Media, Inc. EUA. 202 pp.
28. Fisher C.T., H.P. Pollard, I. Israde Alcántara, V.H. Garduño Monroy, S. Banerjee. 2003. **A reexamination of human induced environmental change within the Lake Patzcuaro Basin, Michoacan, Mexico.** Proceedings of the National Academy of Sciences. April 15, 2003, vol. 100, No 8, pp. 4957-4962.

29. Forester, Rick. M. 1987. **Late Quaternary paleoclimate records from lacustrine ostracodes.** En Ruddiman, W.F. y H.E. Wright (eds.) North America and Adjacent oceans during the last deglaciation, Geological Society of America geology of North America vol K - 3. Pp. 261 – 276.
30. Garduño-Monroy, V. H. 1999. **El vulcanismo del Mioceno – Pliocuatenario de Michoacán.** La Carta Geológica de Michoacán Escala 1: 250 000. IIM. UMSNH. México. 27 – 44 pp.
31. Gómez-Tuena A., T. Orozco-Esquivel y L. Ferrari. 2005. **Petrogénesis Ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana.** Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, número 3: 227-285.
32. Griffiths H.I., A. Rouse y J.G. Evans. 1993. **Processing freshwater ostracods from archaeological deposits, with a key to the valves of the major British genera.** Circaea, The Journal of the Association for Environmental Archaeology 10 (2). Pp. 53 – 62.
33. Holmes, Jonathan, A. 2003. **Future trends and goals in Ostracode research.** Paleontological Society Papers V. 9. En Bridging the Gap, Cap. 15. Pp. 275 – 290.
34. Horne D.J., A. Cohen y K. Martens. 2002. **Taxonomy, morphology and biology of Quaternary and living Ostracoda.** The Ostracoda: Applications in Quaternary Research. Geophysical Monograph 131. American Geophysical Union. Pp. 5 – 36.
35. Israde Alcántara, Isabel. 1999. **Los lagos volcánicos y tectónicos de Michoacán.** La Carta Geológica de Michoacán Escala 1: 250 000. IIM. UMSNH. México.

36. Israde-Alcántara I. y V.H. Garduño – Monroy. 1999. **Lacustrine record in a volcanic intra arc setting: the evolution of the late Neogene Cuitzeo basin system (central – western Mexico, Michoacan).** *Palaeo* 151. Pp. 209 – 227. Elsevier Science.
37. Israde Alcántara, I., VH Garduño Monroy, CT Fisher, HP Pollard y MA Rodríguez Pascua. 2005. **Lake level change, climate, and the impact of natural events: the role of seismic and volcanic events in the formation of the lake Patzcuaro Basin, Michoacán, Mexico.** Elsevier. *Quaternary International* 135, pp. 35 – 46.
38. Margalef, R. 1983a. **Cap. 20: Sedimento, bentos profundo y paleolimnología.** En: *Limnología*. Ediciones Omega SA. Barcelona, España. Pp. 919 – 926.
39. Margalef, R. 1983b. **Cap. 6: Carbono inorgánico.** En: *Limnología*. Ediciones Omega SA. Barcelona, España. Pp. 151 – 168.
40. Medina Nava, M. 1993. **Ictiofauna de la subcuenca del río Angulo, cuenca Lerma.** Tesis profesional de Licenciatura. Facultad de Biología. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. México. 146 pp.
41. Meisch, Claude. 2000. **Freshwater Ostracoda of Western and Central Europe.** Spektrum Akademischer Verlag GmbH. Heidelberg, Berlin. 522 pp.
42. Metcalfe, S.E. 1988. **Modern diatom assemblages in Central Mexico: the role of water chemistry and other environmental factors as indicated by TWINSPAN and DECORANA.** *Freshwater Biology* 19. Pp. 217 – 233.

43. Metcalfe S.E., R.B. Brown, P.E. Hales, R.A. Perrott, F.M. Steininger y F.A. Strett – Perrott. 1989. **Late Holocene Human Impact on Lake Basins in Central Mexico.** *Geoarchaeology an International Journal*. Vol 4, No. 2. Pp 119 – 141.
44. Metcalfe S.E., F.A. Street – Perrott, S.L. O’Hara, P.E. Hales y R.A. Perrott. 1994. **The Paleolimnological Record of Environmental Change: Examples from the Arid Frontier of Mesoamerica.** En: *Environmental Change in Drylands: Biogeographical and Geomorphological Perspectives*. Editado por AC Millington y K Pye. Pp. 131 – 145.
45. Metcalfe, S.E. **Changing Environments of the Zacapu basin, Central Mexico: a diatom – based history spanning the last 30 000 years.** School of Geography and Earth Resources, University of Hull, Hull HU6 7RX.
46. Moncayo, R. 1993. **Aspectos taxonómicos y biológicos de *Hubbsina turneri* De Buen (1941) (Pises: Goodeidae) en Michoacán.** Tesis profesional de Licenciatura. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. México. 116 pp.
47. Mottana A., R. Crespi y G. Liborio. 1989. **Mineralli e rocce.** Arnoldo Mondadori Editor SA. VII edición. Milán, Italia. 604 pp.
48. Nuñez A., F. Villaseñor y L. Villaseñor. 2000. **Fauna del Estado de Michoacán.** En: *Catálogo de la Biodiversidad en Michoacán*. Facultad de Biología SEDUE, Michoacán. Pp. 319 - 384
49. O’Hara, S.L. 1993. **Historical evidence of fluctuations in the level of Lake Patzcuaro, Michoacán, México, over the last 600 years.** *Geographical Journal*.

50. O'Hara S.L., F. Alayne S.P. y T.P. Burt. 1993. **Accelerated soil erosion around a Mexican highland lake caused by prehispanic agricultura.** Letters to Nature. Vol 362: 43 – 46 pp.
51. O'Hara S.L. y S.E. Metcalfe. 1995. **Reconstructing the climate of Mexico from historical records.** The Holocene 5, 4. Pp. 485 – 490.
52. Ortega B., C. Caballero, S. Lozano, I. Israde y G. Vilaclara. 2002. **52 000 years of environmental history in Zacapu basin, Michoacan, Mexico: the magnetic record.** Earth and Planetary Science Letters, ELSEVIER. 202. Pp. 663 – 675.
53. Ostrooumov, Mikhail. 1999. **Técnicas analíticas en la Investigación de Minerales.** Apuntes de Curso. UMSNH. Capítulos I y II, Pp. 13 – 86. Morelia, Michoacán.
54. Ostrooumov, Mikhail. 2005. **Avances recientes de Espectrometría Infrarroja en la Mineralogía Avanzada.** UMSNH. 78 Pp. Morelia, Michoacán.
55. Palacios – Fest M.R. y A.S. Cohen. 1993. **Non – marine ostracode shell chemistry as a paleohydrochemical indicator: assumptions and constraints.** In Ostacoda in the Earth and Life Sciences. A.A.Balkema/Rotterdam/Brookfield. Pp. 680 – 681.
56. Park, L.E. y R.D. Ricketts. 2003. **Evolutionary history of the Ostracoda and the origin of nonmarine faunas.** Paleontological Society Papers V. 9. En Bridging the Gap, capítulo 3.
57. Park, J., R. Byrne, H. Böhnel, R. Molina-Garza y M. Conserva. 2010. **Holocene climate change and human impact, central Mexico: a record based**

- on maar lake pollen and sediment chemistry. *Quaternary Science Reviews*. 29. Pp. 618 – 632. ELSEVIER.
58. Pétrequin, Pierre. 1994. **8000 años de la Cuenca de Zacapu. Evolución de los paisajes y primeros desmontes.** Cuadernos de Estudios Michoacanos 6. 144 pp.
59. Razo Pérez, Neftalí. 2007. **Caracterización y posibles aplicaciones de los yacimientos de diatomeas en la región de Cuitzeo, Michoacán, México.** Tesis de Maestría, UMSNH. 107 pp.
60. Robert, G.W. 1981. **Cap. 17: El ciclo del Carbono orgánico y los Detritus.** En: *Limnología*. Ediciones Omega SA, Barcelona, España. Pp. 489 – 512.
61. Rodríguez-Pascua M.A., V.H. Garduño-Monroy, I. Israde-Alcántara. 2004. **Evidencias paleosísmicas en fallas activas y sedimentos deformados del Lago de Pátzcuaro, Jarácuaro, Michoacán, México.** *Geotermas* 6 (3), 151-154 pp.
62. Rzedowski, J. 1978. **Vegetación de México.** Editorial Limusa. México.
63. Smith, Alison J. 1993. **Lacustrine ostracod diversity and hydrochemistry in lakes of the northern Midwest of the United States.** In: *Ostracoda in the Earth and Life Sciences*. AA Balkema/Rotterdam/Brookfield. Pp. 493 – 499.
64. Street – Perrott F.A., R.A. Perrott y D.D. Harkness. 1989. **Anthropogenic soil erosion around lake Pátzcuaro, Michoacán, México, during the Preclassic and Late Postclassic – Hispanic periods.** En *American Antiquity*, Vol. 54, Num. 4. pp 759 – 765.

65. Tressler, Willis L. 1959. **Ostracoda**. En *Fresh – Water Biology*. W.T. Edmondson. Segunda edición. EUA. 657 – 701 pp.
66. Tricart, Jean. 1992. **La Cuenca Lacustre de Zacapu: Un acercamiento geomorfológico**. En: *El Proyecto Michoacán 1983 – 1987. Medio ambiente e Introducción a los trabajos arqueológicos. Cuadernos de Estudios Michoacanos 4*. Pp. 115 – 197.
67. Villaseñor, G, L.E (Editora). 2005. **La Biodiversidad en Michoacán. Estudio de Estado**. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, Secretaria de Urbanismo y Medio Ambiente, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. México.
68. Watts A.W. y J.L. Bradbury. 1982. **Paleoecological studies at Lake Pátzcuaro on the West-Central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico**. *Quaternary Research* 17, 56-70 pp.
69. Xelhuanzi López, María Susana. 1994. **Estudio palinológico de cuatro sitios ubicados en la cuenca de Zacapu: Fondo de la ciénega, Contacto loma – ciénega, Pantano interno y Loma alta**. Cuadernos de Estudios Michoacanos, CEMCA. Vol. 6. 81 – 94 pp.
70. Athersuch J., D.J. Horne y J.E. Whittaker. **Introduction to Ostracoda**. *Ostracod Research Group*, en: <http://www.gre.ac.uk/directory/earthsci/ostracod/introduction.htm> (Accesada en febrero de 2002)

XII

ANEXO I: TÉCNICAS EMPLEADAS

1. ANÁLISIS DE CONTENIDO DE CARBONO

Para determinar los contenidos de carbono en las muestras se usó el aparato conocido como Coulómetro (Marca: UIC, Modelo S014), cuyo principio de funcionamiento es la titulación de una solución donde se ha absorbido CO_2 como producto de la calcinación de material analizado ó por descomposición de los carbonatos de la muestra al ser atacados con un ácido. Mientras se lleva a cabo la titulación de la muestra, la solución en la celda cambia de color permitiendo el paso de un haz de luz a través de ella, la intensidad del haz atravesando la celda es convertida a una medición de transmitancia con la que a su vez se obtendrá la concentración de Carbono en la muestra la cual es reportada en porcentaje o en microgramos de Carbono (Razo, 2007).

Técnica Para Calcular El Porcentaje de Carbono Total.

Inicialmente se calibra el coulómetro (Marca: UIC, Modelo 5300) primero sin muestra en el horno para que el aparato determine la cantidad de Carbono en el aire, posteriormente se mide la muestra estándar (0.020 g de carbonato de calcio, CaCO_3) por duplicado colocando, uno por uno, los estándares pesados dentro del horno a 900 °C hasta su total calcinación y lectura final de % de Carbono Total (usualmente entre 12 y 14%).

El coulómetro consta de un horno conectado a un tanque de oxígeno que mantiene constante la circulación de aire dentro del mismo, también está conectado a un tubo con Hidróxido de Potasio (KOH) y a otros 2 tubos que recogen la humedad de las muestras procesadas, uno lleno de Perclorato de Magnesio Anhidro y el otro de Óxido de Magnesio y Ácido Dicromático a partes iguales. Estas sustancias tienen que reemplazarse cada cierto tiempo, al notarse cambio de coloración o exceso de humedad. El horno está conectado a una computadora central que contiene una

celda de transmitancia y en la cual se ingresan el nombre y el peso en micras, con décimas, de cada muestra.

Técnica Para Calcular el Porcentaje de Carbono Inorgánico (TIC)

El aparato usado se llama Módulo de Acidificación (Marca: UIC, Modelo CM5130) y consta de un tubo con Hidróxido de Potasio (KOH), otro con Nitrato de Plata (AgNO_3), un inyector de Ácido Perclórico y un tubo que contiene la muestra diluida en agua y a la que se le agregará el ácido. Este aparato está conectado a la computadora central del coulómetro y a la impresora.

Para calibrar el módulo se procede de manera similar que para determinar el nivel de Carbono Total; primero se procesa un blanco (un tubo solo con agua y ácido) y posteriormente los dos estándares de Carbonato de Calcio (0.020g).

Cálculo del Porcentaje de Carbono Orgánico (TOC)

Se obtiene simplemente restando al resultado del porcentaje de Carbono total el resultado del porcentaje de Carbono Inorgánico para cada muestra.

2. ANÁLISIS MINERALÓGICOS.

DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Es uno de los métodos más importantes en los estudios realizados en el área de Ciencias de la Tierra; se basa en la difracción de un haz de Rayos X que inciden sobre cristales del material analizado, sean sustancias mono o policristalinas, así como su capacidad para penetrar en la sustancia y refractarse con la ley de Wolf – Bragg desde los planos atómicos de la red cristalina. Los rayos X se encuentran entre las longitudes de onda de 10^{-3} micras hasta 10^{-6} micras. Fueron descubiertos por Roentgen en 1895 y posteriormente Von Laue fue el primero en utilizarlos en monocristales para obtener patrones de difracción (Ostrooumov, 1999).

Los rayos X son producidos por la excitación de los electrones más cercanos al núcleo del átomo. En sus saltos los electrones liberan energía en forma de radiación electromagnética. Estos tipos de energía son característicos para cada elemento. La aplicación de los rayos X en la determinación estructural se basa en el sistema cristalino característico del material, la composición química y la relación atómica (Ostrooumov, 1999).

La Ley de Bragg (ecuación A), relaciona las distancias interplanares de la red cristalina, el ángulo de difracción y la longitud de onda de los rayos X. Esta ley explica el fenómeno de interferencia destructiva y constructiva de los rayos difractados en cristales, lo que provoca la aparición de haces de rayos X difractados a ciertos ángulos dependiendo de la longitud de onda, así como para una estructura cristalina determinada.

$$\lambda = 2 \cdot d \cdot \text{sen } \theta \quad (A)$$

Donde:

λ = Longitud de onda (Å)

d = Distancia interplanar (Å)

θ = Angulo de difracción de rayos X

El registro de los rayos X difractados se hace por un foto multiplicador electrónico y se escribe en la banda de un autorregistrator en forma de un difractograma o patrón de difracción. Los patrones de difracción de los rayos X son característicos para cada material y estructura cristalina debido a que se difractan en ángulos específicos. La determinación de una mezcla de fases se realiza por comparación de difractogramas de sustancias conocidas y analizadas. En la actualidad existen bases de datos que incluyen los patrones para la mayoría de los compuestos. La guía más completa es el Archivo creado por el Comité Unido de Estándares de Difracción de Polvo (Ostrooumov, 1999).

ESPECTROSCOPIA DE INFRARROJO

Dentro de las técnicas de caracterización de materiales, la espectroscopía de infrarrojo es una de las más utilizadas y económicas principalmente para la identificación de compuestos orgánicos, pero también se pueden identificar inorgánicos, además de no requerirse gran cantidad de muestra y en donde la preparación de ésta presenta muy pocas o nulas complicaciones. En el espectro electromagnético la radiación infrarroja se encuentra colindando al espectro visible y la región de microondas. Las longitudes de onda del infrarrojo se encuentran entre 0.78 a 1000 μm o números de onda entre 13333 a 10 cm^{-1} . Esta región del espectro electromagnético se ha dividido en tres zonas (Ostrooumov, 2005).

Tabla. División del espectro infrarrojo.

| | Infrarrojo cercano | Infrarrojo medio | Infrarrojo lejano |
|-------------------------|-------------------------------|-----------------------------|---------------------------|
| Numero de onda | 13333 a 4000 cm^{-1} | 4000 a 400 cm^{-1} | 400 a 10 cm^{-1} |
| Longitud de onda | 0.8 a 2.5 μm | 2.5 a 25 μm | 25 a 1000 μm |

La mayoría de compuestos orgánicos e inorgánicos, minerales y algunos óxidos pueden identificarse en el rango del infrarrojo medio, mientras que las bandas características de compuestos como sulfuros, halogenuros y óxidos se encuentran en las otras regiones del espectro.

El principio de la espectroscopía de infrarrojo por transformada de Fourier (EIR) se basa en la absorción de radiación infrarroja de la región intermedia por los diferentes grupos atómicos de los minerales en los compuestos analizados. Cuando esto sucede, los grupos absorben la energía (radiación infrarroja) para vibrar o rotar (cambiar su estado energético vibracional o rotacional). En el resultado, las vibraciones y las rotaciones de un grupo atómico son las responsables de las bandas características. La absorción de energía es cuantificada y presentada como bandas de absorción o transmisión en gráficos llamados espectros. Las longitudes de onda a la que los grupos atómicos absorben esta radiación son específicas para el tipo de

grupo así como para los elementos que lo forman, por lo que hace a los espectros de infrarrojo una huella dactilar para cada compuesto (Ostrooumov, 2005).

En la representación de los espectros de EIR se utilizan las unidades de absorción o el porcentaje de transmitancia como unidad de medición en la abscisa, mientras que en las ordenadas se utiliza la longitud de onda o el número de onda (λ en micrones ó $\bar{\nu}$ en cm^{-1}).

Descripción del espectrómetro por transformada de Fourier

El equipo utilizado para los análisis fue un Espectrómetro de infrarrojo por Transformada de Fourier de la marca “Bruker” modelo “Tensor 27”, el cual cuenta con un interferómetro, que es la división del haz infrarrojo en dos partes, donde a una de estas se le hace recorrer una distancia distinta a la de la otra y posteriormente son vueltas a unir, obteniéndose una interferencia constructiva y destructiva en el haz resultante. El haz proporciona una gran variedad de longitudes de onda y es posible analizar todo el espectro en una sola barrida. El resultado de lo anterior es un Interferograma al cuál se le aplica transformada de Fourier para convertirlo del dominio de tiempo al de frecuencia y poder obtener un espectro. Para descifrar un espectro IR desconocido se comienza con las bandas de absorción más intensas y de mayores frecuencias y mediante el banco de datos contenido en el software se determinan los enlaces que representan. Este equipo tiene la ventaja de tener buena resolución, así como la reducción de la cantidad de tiempo requerida para análisis (Ostrooumov, 1999).

MICROSCOPÍA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (MEB)

La Microscopía Electrónica de Barrido es una de las principales técnicas de caracterización de minerales, pues provee una resolución de imagen entre 1 y 10 nanómetros (nm). Su principio básico es la incidencia de un haz de electrones, típicamente de un diámetro de 10nm, los cuales son acelerados aplicando un alto voltaje; estos electrones incidentes o primarios llegan a la muestra y proveen de

energía a los electrones atómicos presentes en ella, los cuales son emitidos al vacío circundante como electrones secundarios a diversos ángulos y baja energía; los electrones provenientes del haz y que son dispersados en un ángulo mayor a 90° y con alta energía, son colectados como una señal de electrones retrodispersados (BSE) a partir de la cual se genera una imagen serialmente, es decir punto por punto, en vez de simultáneamente como en el microscopio de luz o el Microscopio Electrónico de Transmisión (Egerton, 2005).

La imagen es formada gracias a la acción de campos electromagnéticos aplicados perpendicularmente al haz de electrones primarios, lo cual permite escanear la muestra en dos direcciones perpendiculares (x, y); de esta manera, un área rectangular o cuadrada de muestra, conocida como **raster**, puede ser cubierta y su imagen se adquiere por recolección de electrones secundarios de cada punto sobre la muestra. Los escaneos xy permiten dividir la imagen en pixeles, así la computadora puede registrar el valor de intensidad de imagen apropiado. Una imagen digital en la forma de información de posición e intensidad, puede ser guardada en la memoria de la computadora o transmitida vía internet. La imagen generada tiene una apariencia tridimensional, similar a una superficie rugosa iluminada oblicuamente por la luz, lo cual facilita su interpretación (Egerton, 2005).

Adicionalmente, el equipo cuenta con un detector elemental o EDS (Electron Disperser Spectrometer) que nos permite hacer microanálisis sobre un punto o área específicos de la muestra, lo cual nos proporciona información sobre cuales elementos químicos están presentes y en qué cantidades.

ANEXO II: RESULTADOS

1. ESTRATIGRAFÍA

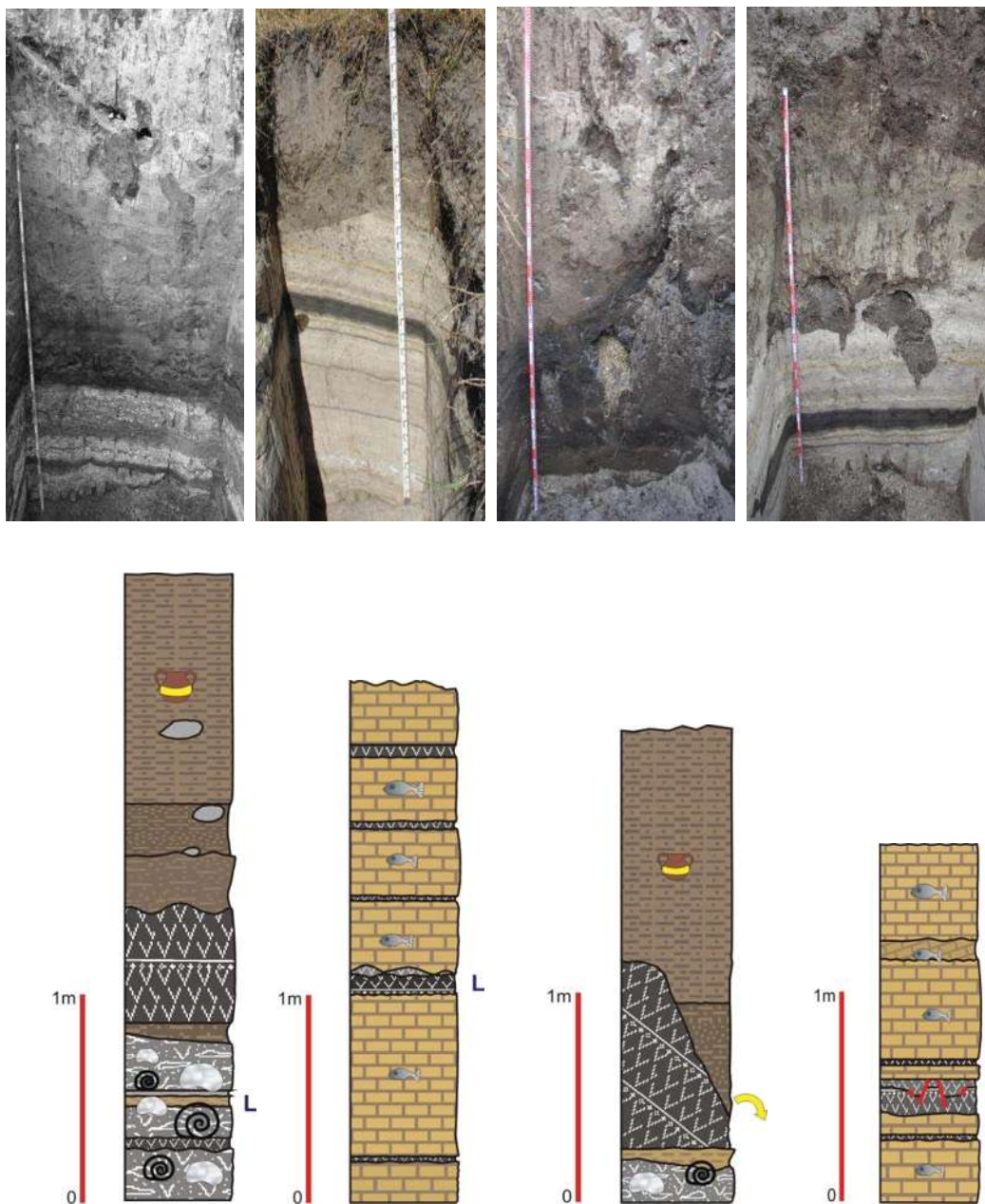
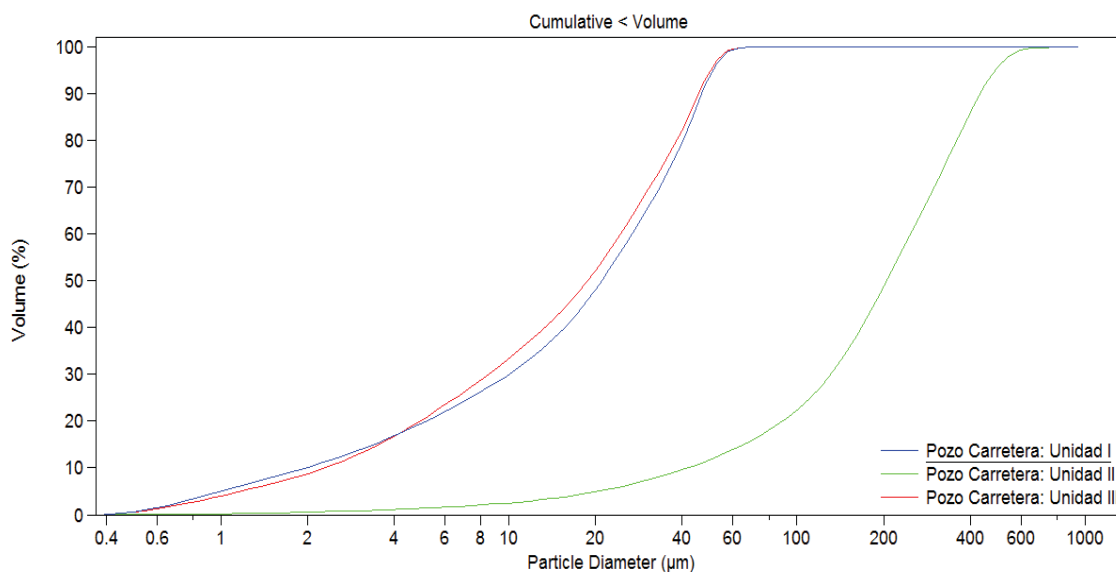


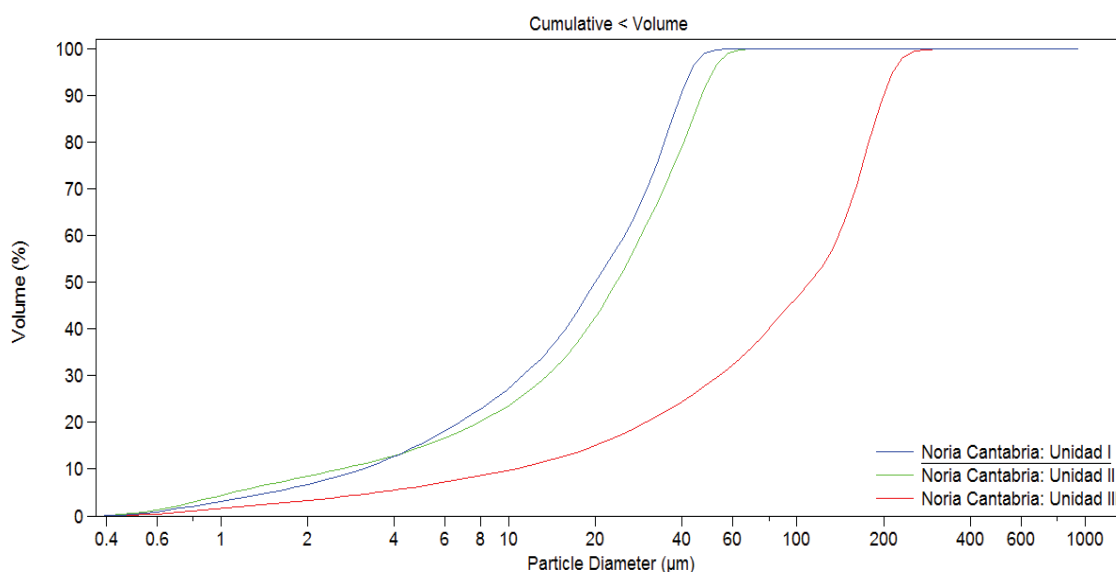
Figura 41. Litología levantada en la serie de trincheras excavadas el 8 de diciembre de 2008, correspondientes a los Pozos 1, 4, 6 y 8, de izquierda a derecha, respectivamente.

2. GRANULOMETRÍA

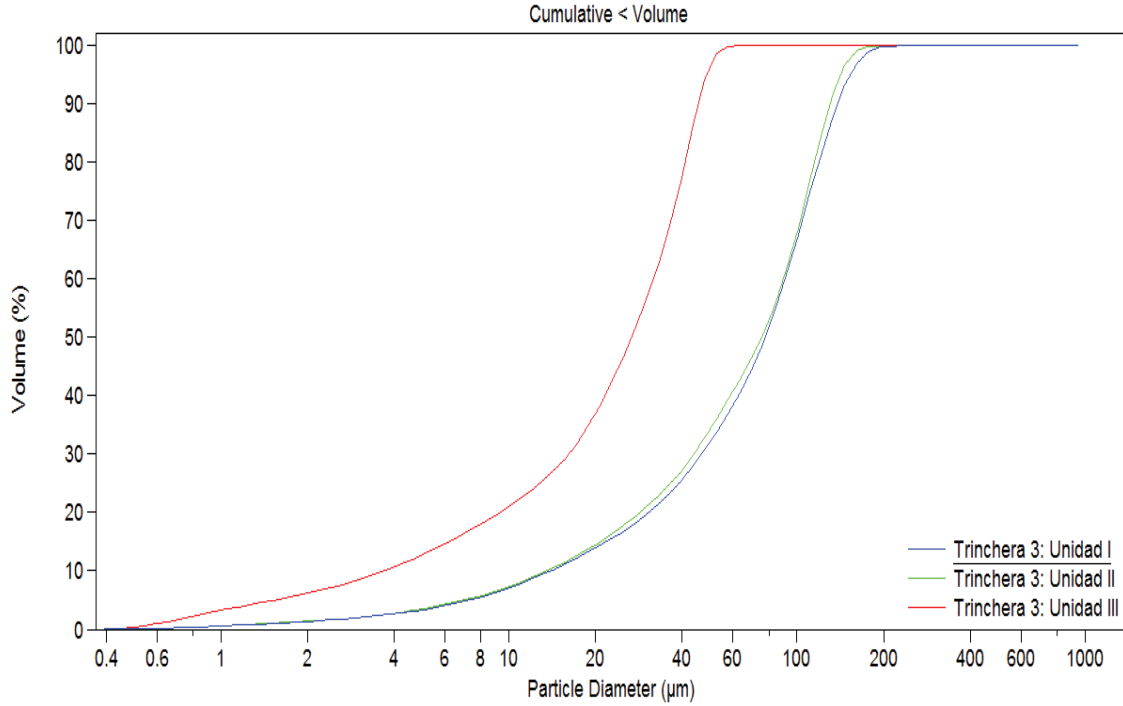
A continuación se presentan las muestras más representativas para cada unidad de los cuatro perfiles seleccionados, y un total de 94 muestras procesadas. Las gráficas se encuentran en función del porcentaje en volumen y el diámetro de partícula detectado en el Coulter y fueron obtenidas gracias al software LS32.



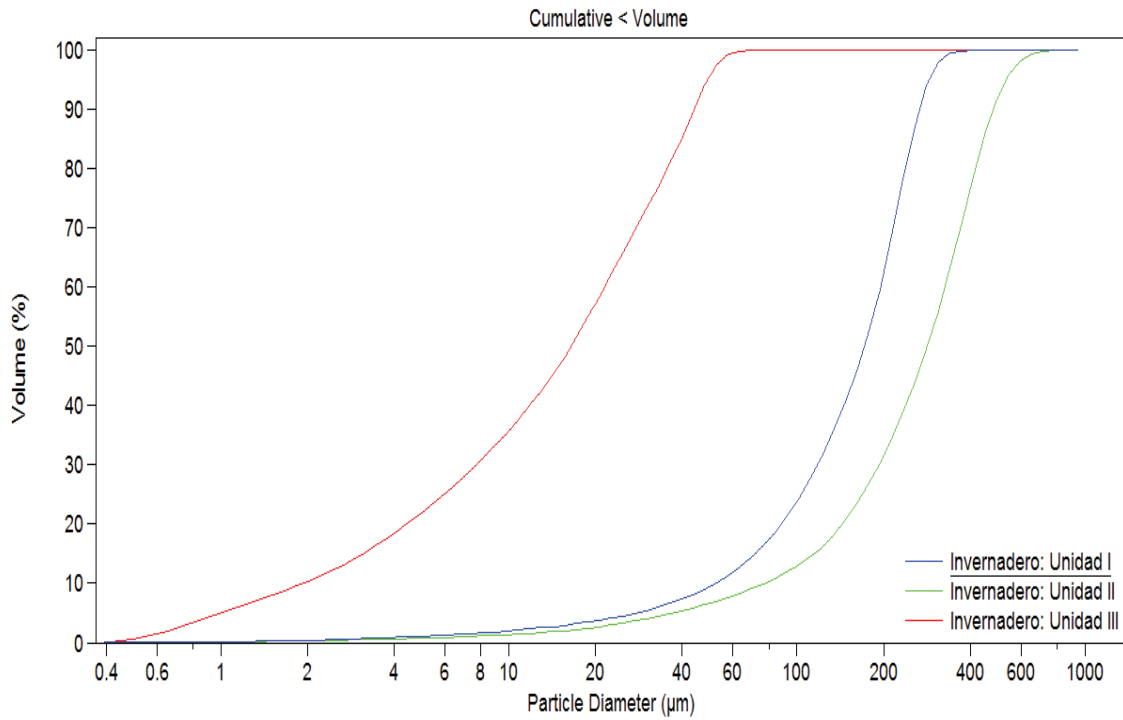
Gráfica 9. Determinación de tamaño de partícula Pozo Carretera



Gráfica 10. Determinación de tamaño de partícula Noria Cantabria.



Gráfica 11. Determinación de tamaño de partícula Trincheras 3.



Gráfica 12. Determinación de tamaño de partícula Invernadero.

En el siguiente apartado incluimos las tablas de análisis granulométrico generadas en Excel, indicando la procedencia de cada muestra, la profundidad y los porcentajes correspondientes para arcillas, limos y arenas, los cuales están en función de los pesos para cada fracción y el peso total registrado para cada muestra. En base a la tabla se generaron las gráficas descritas en los resultados.

Tabla 9. Resumen de la granulometría obtenida por medio del determinador de tamaño de partícula COULTER LS 100Q. La siguiente tabla muestra el tamaño de partícula dominante en cada una de las 16 muestras del Pozo Carretera.

| Muestra | Profundidad (CM) | % Arenas (>0.2MM) | % Limos (0.2-0.02MM) | % Arcillas (<0.02MM) | GRANULOMETRIA |
|---------|------------------|-------------------|----------------------|----------------------|----------------|
| PCAN-1 | 220 | 0 | 41.503 | 58.49 | Arcilla limosa |
| PCAN-2 | 210 | 0 | 45.573 | 54.46 | Arcilla limosa |
| PCAN-3 | 200 | 0 | 49.431 | 50.566 | Arcilla limosa |
| PCAN-4 | 190 | 0 | 46.809 | 53.19 | Arcilla limosa |
| PCAN-5 | 180 | 0 | 41.092 | 58.94 | Arcilla limosa |
| PCAN-6 | 170 | 0 | 52.395 | 47.631 | Limo arcillosa |
| PCAN-7 | 160 | 47.8746 | 46.54 | 5.5753 | Arena limosa |
| PCAN-8 | 70 | 25.7472 | 63.18 | 11.079 | Limo arenosa |
| PCAN-9 | 68 | 25.5634 | 61.35 | 13.112 | Limo arenosa |
| PCAN-10 | 64 | 0 | 38.863 | 61.156 | Arcilla limosa |
| PCAN-11 | 56 | 0 | 48.797 | 51.178 | Arcilla limosa |
| PCAN-12 | 45 | 0 | 40.731 | 59.27 | Arcilla limosa |
| PCAN-13 | 35 | 0 | 42.06 | 57.953 | Arcilla limosa |
| PCAN-14 | 25 | 0 | 42.839 | 57.166 | Arcilla limosa |
| PCAN-15 | 15 | 0 | 61.439 | 38.502 | Limo arcillosa |
| PCAN-16 | 10 | 0 | 30.938 | 69.06 | Arcilla limosa |

Tabla 10. Resumen de la granulometría obtenida por medio del determinador de tamaño de partícula COULTER LS 100Q. La siguiente tabla muestra el tamaño de partícula dominante en cada una de las 28 muestras de la Noria Cantabria.

| Muestra | Profundidad (CM) | % Arenas (>0.2MM) | % Limos (0.2-0.02MM) | % Arcillas (<0.02MM) | GRANULOMETRIA |
|----------------|-------------------------|-----------------------------|-----------------------------|--------------------------------|----------------------|
| NCAN-1 | 317 | 0 | 44.424 | 55.579 | Arcilla limosa |
| NCAN-2 | 302 | 0 | 55.275 | 44.73 | Limo arcillosa |
| NCAN-3 | 292 | 0 | 37.75 | 62.269 | Arcilla limosa |
| NCAN-4 | 276 | 0 | 49.655 | 50.364 | Arcilla limosa |
| NCAN-5 | 264 | 0 | 46.753 | 53.257 | Arcilla limosa |
| NCAN-6 | 257 | 0 | 51.4 | 48.58 | Limo arcillosa |
| NCAN-7 | 247 | 0 | 43.478 | 56.536 | Arcilla limosa |
| NCAN-8 | 237 | 0 | 44.351 | 55.647 | Arcilla limosa |
| NCAN-9 | 227 | 0 | 43.209 | 56.797 | Arcilla limosa |
| NCAN-10 | 217 | 0 | 44.403 | 55.625 | Arcilla limosa |
| NCAN-11 | 207 | 0 | 44.92 | 55.045 | Arcilla limosa |
| NCAN-12 | 197 | 0 | 62.393 | 37.602 | Limo arcillosa |
| NCAN-13 | 187 | 0 | 44.261 | 55.779 | Arcilla limosa |
| NCAN-14 | 177 | 0 | 37.298 | 62.651 | Arcilla limosa |
| NCAN-15 | 167 | 0 | 78.889 | 21.116 | Limo arcillosa |
| NCAN-16 | 130 | 0 | 51.777 | 48.243 | Limo arcillosa |
| NCAN-17 | 120 | 0 | 59.594 | 40.427 | Limo arcillosa |
| NCAN-18 | 110 | 0 | 30.155 | 69.84 | Arcilla limosa |
| NCAN-19 | 100 | 0 | 44.543 | 55.443 | Arcilla limosa |
| NCAN-20 | 90 | 0 | 47.838 | 52.15 | Arcilla limosa |
| NCAN-21 | 80 | 0 | 68.488 | 31.486 | Limo arcillosa |
| NCAN-22 | 70 | 0 | 31.615 | 68.42 | Arcilla limosa |
| NCAN-23 | 60 | 0 | 40.872 | 59.11 | Arcilla limosa |
| NCAN-24 | 50 | 0 | 29.856 | 70.16 | Arcilla limosa |
| NCAN-25 | 40 | 5.317 | 78.2 | 16.471 | Limo arcillosa |
| NCAN-26 | 30 | 0 | 28.501 | 71.52 | Arcilla limosa |
| NCAN-27 | 20 | 0 | 41.612 | 58.41 | Arcilla limosa |
| NCAN-28 | 10 | 0 | 52.21 | 47.74 | Limo arcillosa |

Tabla 11. Resumen de la granulometría obtenida por medio del determinador de tamaño de partícula COULTER LS 100Q. La siguiente tabla muestra el tamaño de partícula dominante en cada una de las 27 muestras de la Trinchera 3.

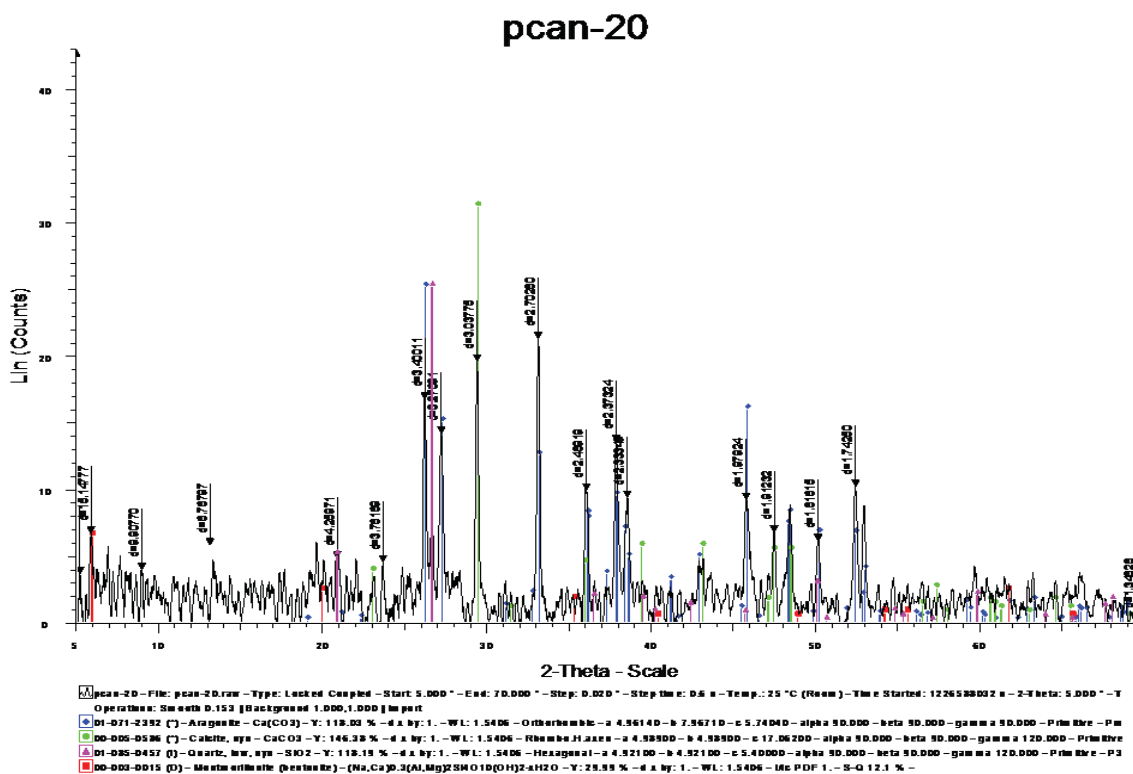
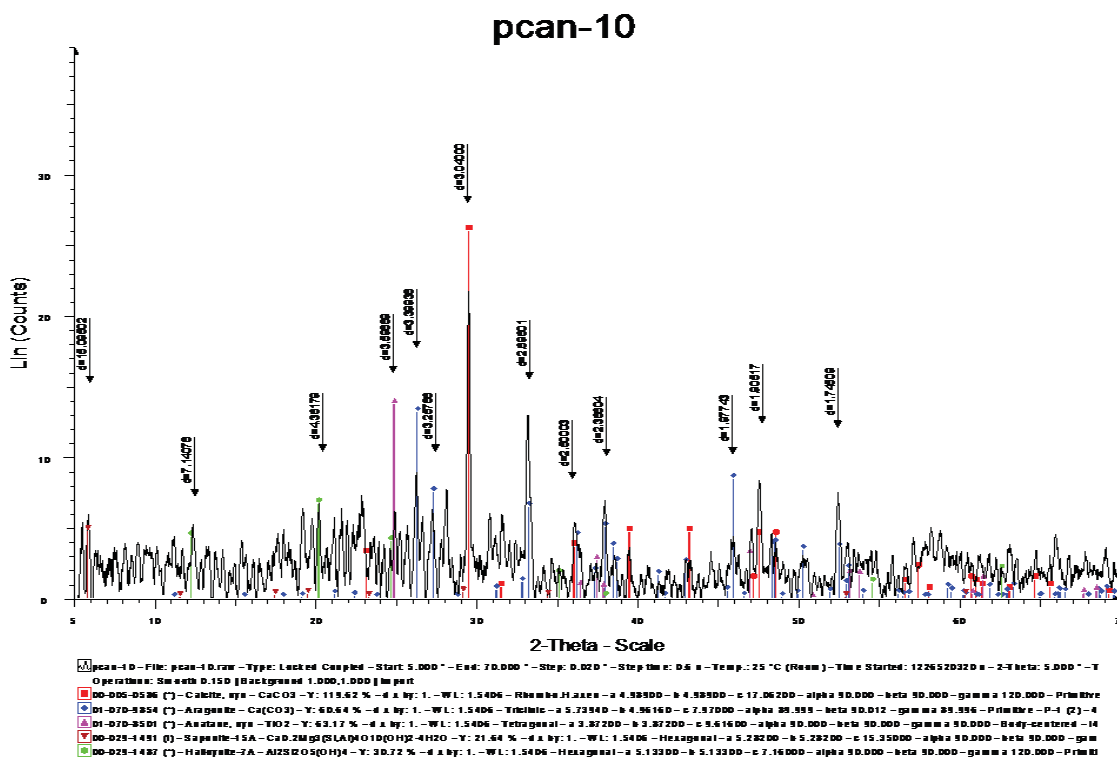
| Muestra | Profundidad (CM) | % Arenas (>0.2MM) | % Limos (0.2-0.02MM) | % Arcillas (<0.02MM) | GRANULOMETRIA |
|----------------|-------------------------|-----------------------------|-----------------------------|--------------------------------|----------------------|
| TR3-1 | 220 | 0 | 79.284 | 20.722 | Limo arcillosa |
| TR3-2 | 210 | 0 | 85.072 | 14.934 | Limo arcillosa |
| TR3-23 | 201 | 0 | 77.827 | 22.177 | Limo arcillosa |
| TR3-3 | 200 | 0 | 72.012 | 27.991 | Limo arcillosa |
| TR3-4 | 190 | 0 | 83.426 | 16.578 | Limo arcillosa |
| TR3-5 | 180 | 0.013 | 84.48 | 15.514 | Limo arcillosa |
| TR3-6 | 170 | 0 | 82.76 | 17.194 | Limo arcillosa |
| TR3-24 | 169 | 0.008 | 83.69 | 16.318 | Limo arcillosa |
| TR3-7 | 160 | 0 | 82.63 | 17.371 | Limo arcillosa |
| TR3-8 | 150 | 0 | 83.316 | 16.667 | Limo arcillosa |
| TR3-25 | 142 | 0 | 80.467 | 19.493 | Limo arcillosa |
| TR3-9 | 140 | 0 | 84.204 | 15.791 | Limo arcillosa |
| TR3-10 | 130 | 0 | 81.032 | 18.978 | Limo arcillosa |
| TR3-26 | 125 | 0.0068 | 77.95 | 22.049 | Limo arcillosa |
| TR3-11 | 120 | 0 | 83.675 | 16.319 | Limo arcillosa |
| TR3-12 | 110 | 0 | 80.985 | 19.05 | Limo arcillosa |
| TR3-13 | 100 | 0.9073 | 81.53 | 17.538 | Limo arcillosa |
| TR3-14 | 90 | 0 | 70.771 | 29.196 | Limo arcillosa |
| TR3-27 | 87 | 0 | 75.958 | 24.02 | Limo arcillosa |
| TR3-15 | 80 | 0 | 82.467 | 17.517 | Limo arcillosa |
| TR3-16 | 70 | 0 | 80.418 | 19.562 | Limo arcillosa |
| TR3-17 | 60 | 0 | 79.1 | 20.861 | Limo arcillosa |
| TR3-18 | 50 | 0 | 84.518 | 15.464 | Limo arcillosa |
| TR3-19 | 40 | 0 | 80.531 | 19.423 | Limo arcillosa |
| TR3-20 | 30 | 0 | 57.59 | 42.404 | Limo arcillosa |
| TR3-21 | 20 | 0 | 71.48 | 28.580 | Limo arcillosa |
| TR3-22 | 10 | 0 | 59.04 | 40.949 | Limo arcillosa |

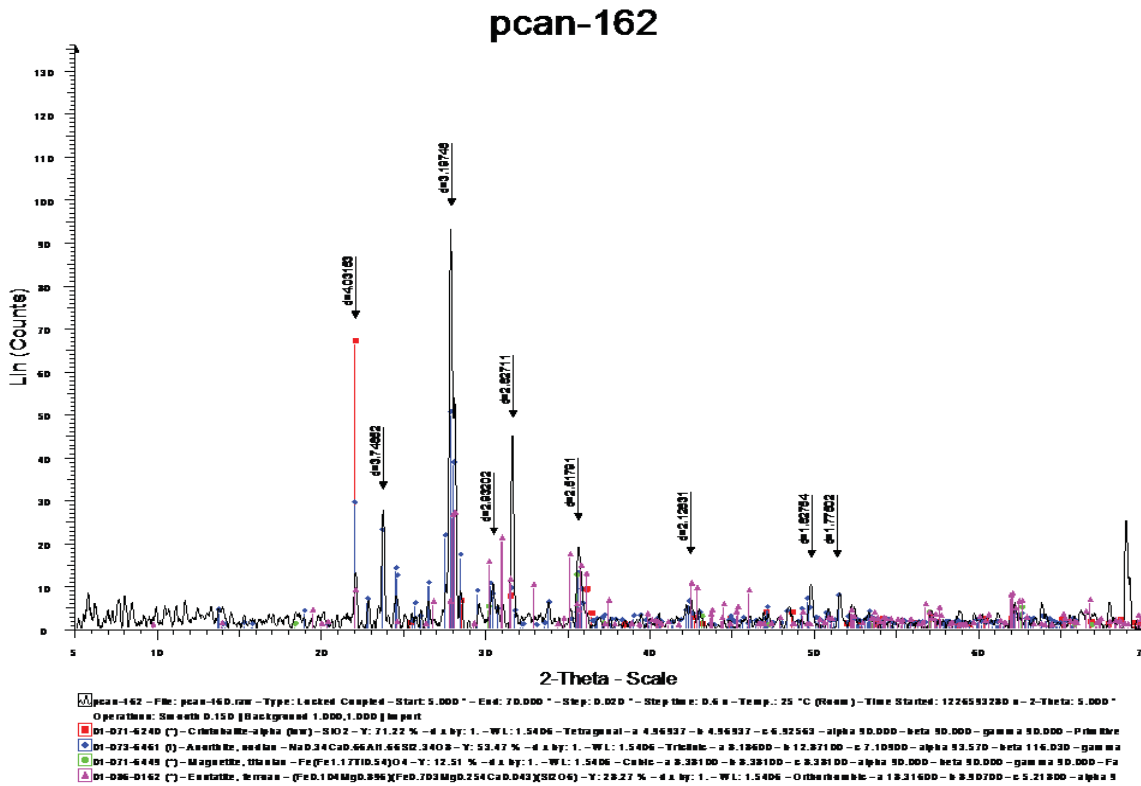
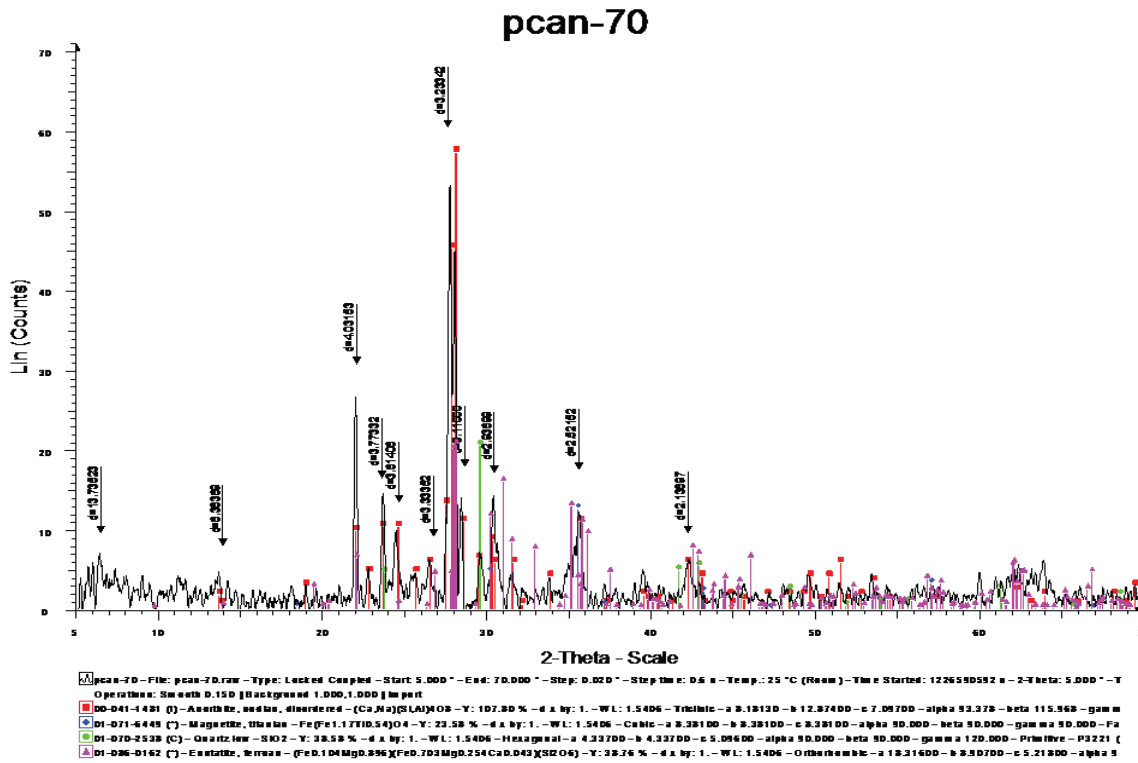
Tabla 12. Resumen de la granulometría obtenida por medio del determinador de tamaño de partícula COULTER LS 100Q. La siguiente tabla muestra el tamaño de partícula dominante en cada una de las 21 muestras del Invernadero.

| Muestra | Profundidad (CM) | % Arenas (>0.2MM) | % Limos (0.2-0.02MM) | % Arcillas (<0.02MM) | GRANULOMETRIA |
|----------------|-------------------------|-----------------------------|-----------------------------|--------------------------------|----------------------|
| 1CAN1108-1 | 220 | 0 | 45.39 | 54.575 | Arcilla limosa |
| 1CAN1108-2 | 210 | 39.951 | 58.43 | 4.6973 | Limo arenosa |
| 1CAN1108-3 | 200 | 31.244 | 64.6 | 4.1312 | Limo arenosa |
| 1CAN1108-4 | 190 | 40.361 | 54.65 | 4.9897 | Limo arenosa |
| 1CAN1108-5 | 180 | 0 | 65.74 | 34.301 | Limo arcillosa |
| 1CAN1108-6 | 170 | 25.583 | 61.12 | 13.324 | Limo arenosa |
| 1CAN1108-7 | 160 | 47.515 | 44.28 | 8.1979 | Arena limosa |
| 1CAN1108-8 | 150 | 64.152 | 32.43 | 3.3874 | Arena limosa |
| 1CAN1108-9 | 140 | 65.561 | 31.42 | 3.0222 | Arena limosa |
| 1CAN1108-10 | 130 | 55.72 | 37.21 | 7.0629 | Arena limosa |
| 1CAN1108-11 | 120 | 0 | 77.353 | 22.623 | Limo arcillosa |
| 1CAN1108-12 | 110 | 47.167 | 43.37 | 9.469 | Arena limosa |
| 1CAN1108-13 | 100 | 0 | 75.966 | 24.041 | Limo arcillosa |
| 1CAN1108-14 | 90 | 0 | 44.171 | 55.842 | Arcilla limosa |
| 1CAN1108-15 | 80 | 0 | 68.494 | 31.509 | Limo arcillosa |
| 1CAN1108-16 | 70 | 0 | 47.257 | 52.728 | Arcilla limosa |
| 1CAN1108-17 | 60 | 0 | 46.652 | 53.353 | Arcilla limosa |
| 1CAN1108-18 | 50 | 0 | 37.716 | 62.31 | Arcilla limosa |
| 1CAN1108-19 | 40 | 0 | 59.932 | 40.046 | Limo arcillosa |
| 1CAN1108-20 | 30 | 0 | 50.554 | 49.45 | Limo arcillosa |
| 1CAN1108-22 | 10 | 0 | 59.752 | 40.258 | Limo arcillosa |

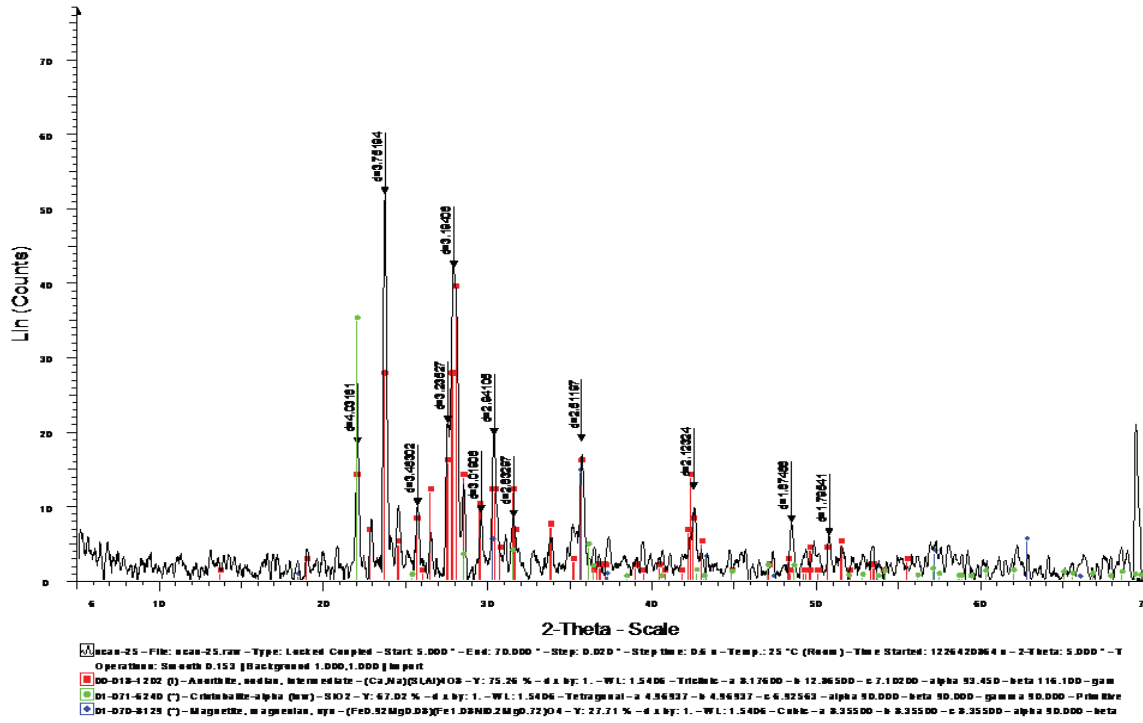
3. MINERALOGÍA

a. Difracción de Rayos X: obtenidos del software DifracPlus.

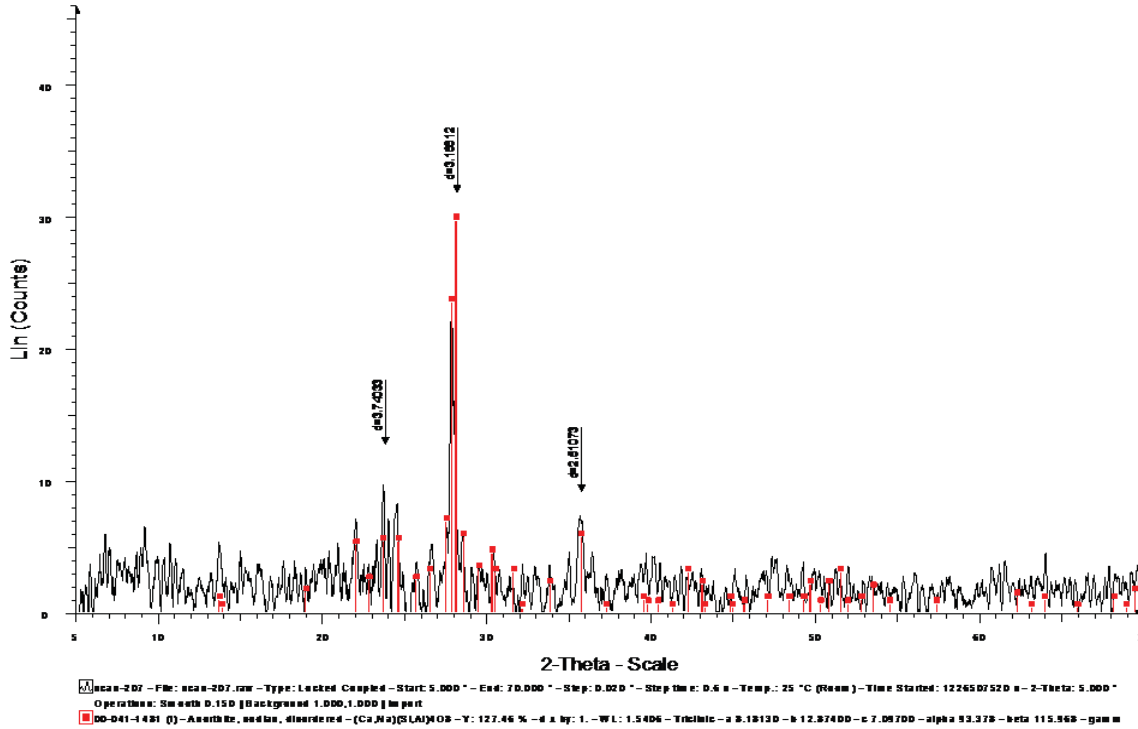




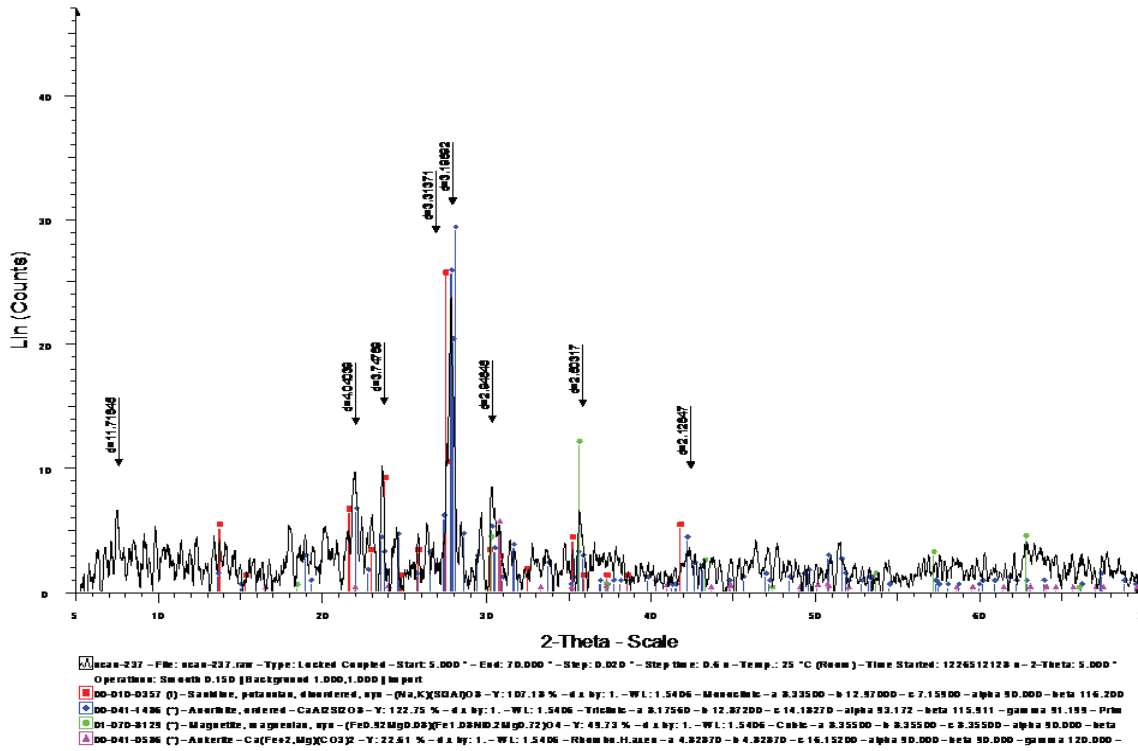
ncan-25



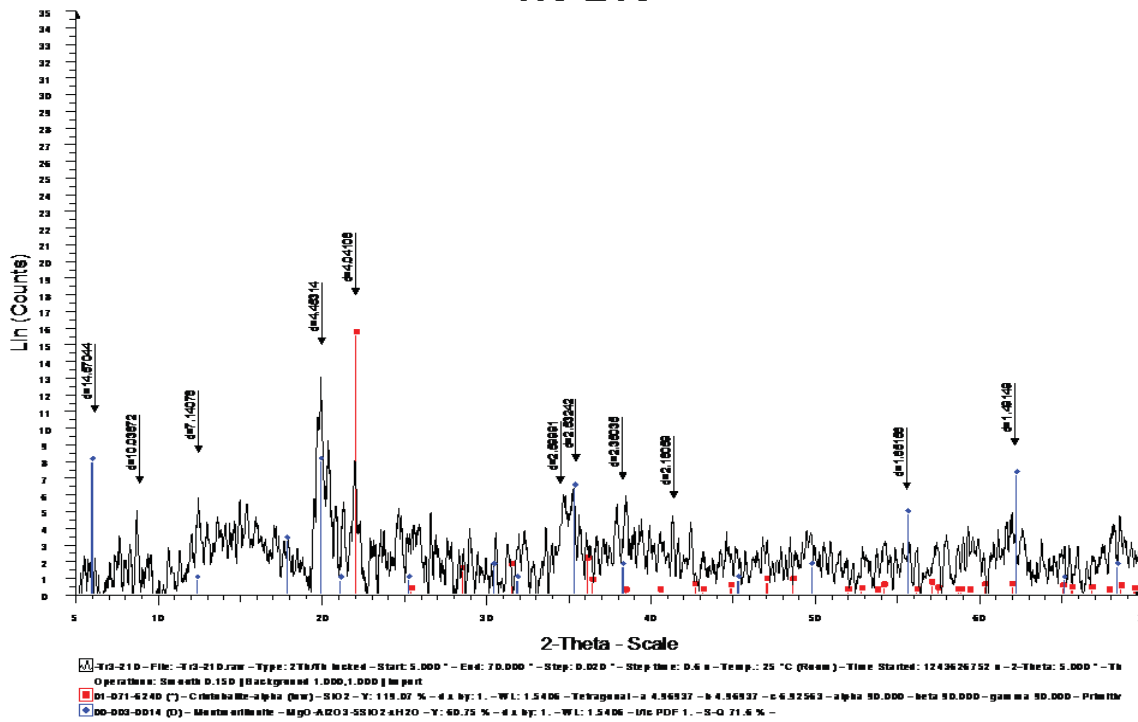
ncan-207



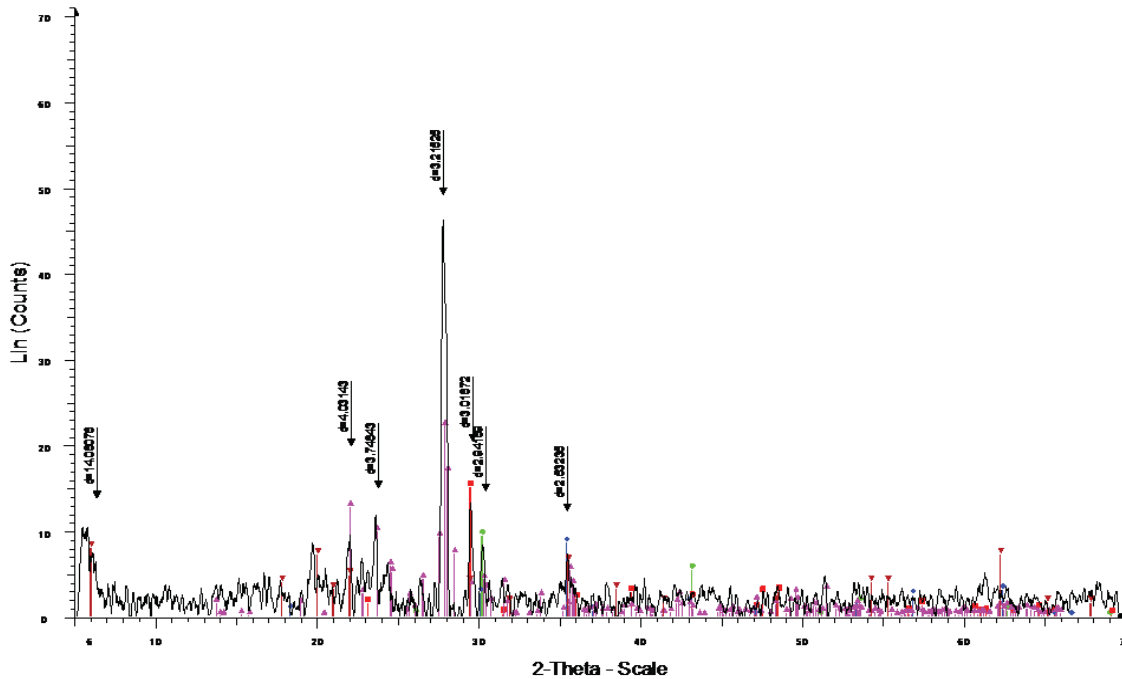
ncan-237



-Tr3-210



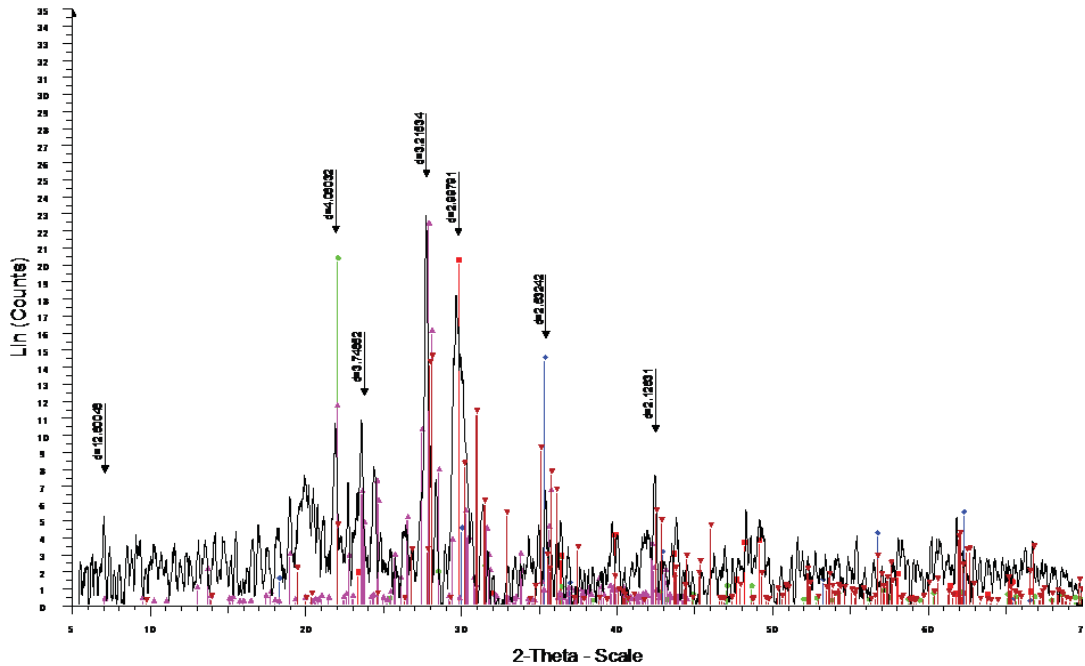
1CAN-1108-8



1CAN-1108-8 - File: 1CAN-1108-8.raw - Type: 2 θ / θ locked - Start: 5.000° - End: 70.000° - Step: 0.020° - Step time: 0.6 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 1253294208 s - 2-Theta: Operations: Smooth 0.150 [Background 1.000, 1.000] in part

- D1-075-0302 (○) - Halite, potassium, srs - Na₂SrK₄D18C1 - Y: 20.38 % - d a by: 1. - WL: 1.5406 - Cubic - a 5.82560 - b 5.82560 - c 5.82560 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - P rth Brk
- D1-071-3659 (○) - Calcite, srs - Ca(CO₃) - Y: 32.51 % - d a by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombohedral - a 4.99100 - b 4.99100 - c 17.06200 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - P rth Brk
- D1-036-0510 (○) - Magnetite, zincite, srs - (Zn_{0.35}Fe_{0.65})Fe₂O₄ - Y: 18.53 % - d a by: 1. - WL: 1.5406 - Cubic - a 3.41400 - b 3.41400 - c 3.41400 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000
- D1-073-6461 (○) - Anorthite, sodic - Na_{0.34}Ca_{0.66}Al_{0.66}Si_{2.34}O₈ - Y: 48.03 % - d a by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 3.12600 - b 12.87100 - c 7.10900 - alpha 93.570 - beta 116.030 - gamma 90.000
- D0-002-0014 (○) - Montmorillonite (Clay) - NaMg_{0.5}Si₂(OH)₂O₂ - Y: 17.24 % - d a by: 1. - WL: 1.5406 - Utc PDF 1. - S-G 13.9 % -

1can-1108-22



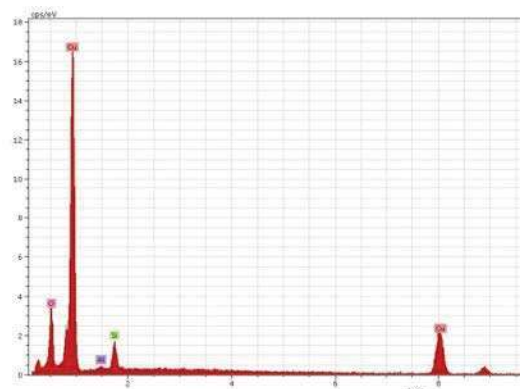
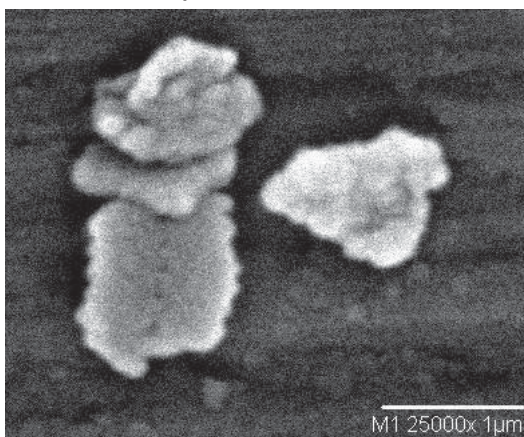
1can-1108-22 - File: 1can-1108-22.raw - Type: 2 θ / θ locked - Start: 5.000° - End: 70.000° - Step: 0.020° - Step time: 0.6 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 1253557504 s - 2-Theta: 5 Operations: Smooth 0.150 [Background 1.000, 1.000] in part

- D1-036-2336 (○) - Calcite, magnesite - (Mg_{0.12}Ca_{0.88})CO₃ - Y: 37.56 % - d a by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombohedral - a 4.93820 - b 4.93820 - c 16.83200 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - P rth Brk
- D1-075-1374 (○) - Magnetite, titanite, srs - Fe_{2.75}Ti_{0.25}O₄ - Y: 62.45 % - d a by: 1. - WL: 1.5406 - Cubic - a 3.42360 - b 3.42360 - c 3.42360 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - P rth Brk
- D1-071-6240 (○) - Cristobalite-alpha (hs) - SiO₂ - Y: 38.00 % - d a by: 1. - WL: 1.5406 - Tetragonal - a 4.56937 - b 4.56937 - c 6.92563 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - P rth Brk
- D1-075-1436 (○) - Anorthite, Na-rich - Ca_{0.85}Na_{0.15}Al_{1.94}Si_{2.06}O₈ - Y: 97.07 % - d a by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 3.18800 - b 12.88200 - c 14.19600 - alpha 93.370 - beta 116.040 - gamma 90.000
- D1-036-0162 (○) - Enstatite, ferrous - (Fe_{0.10}Mg_{0.90})FeSiO₃ - Y: 62.38 % - d a by: 1. - WL: 1.5406 - Orthorhombic - a 13.31600 - b 3.80700 - c 5.21800 - alpha 90.000

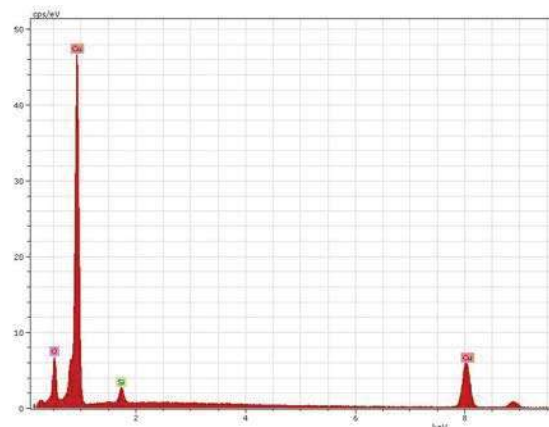
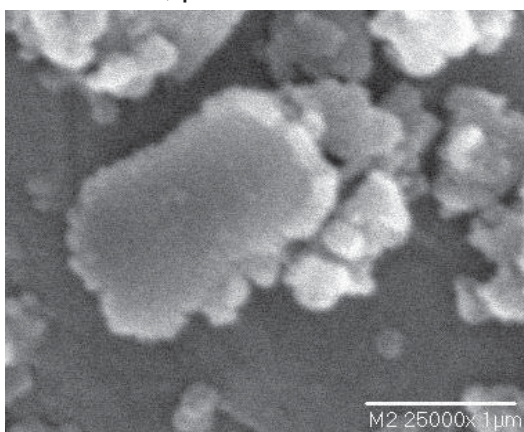
b. Microscopía Electrónica de Barrido

- i. Sedimentos: a continuación se presentan las imágenes de los sedimentos analizados y su respectivo espectro.

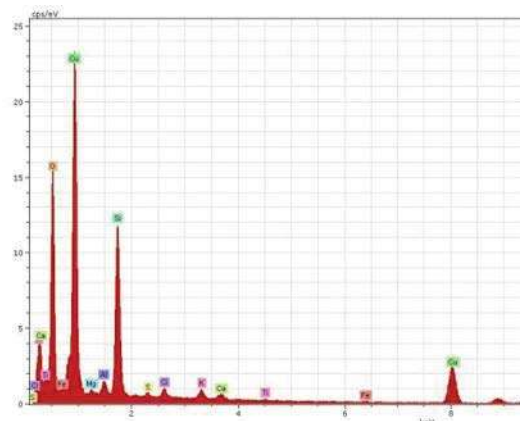
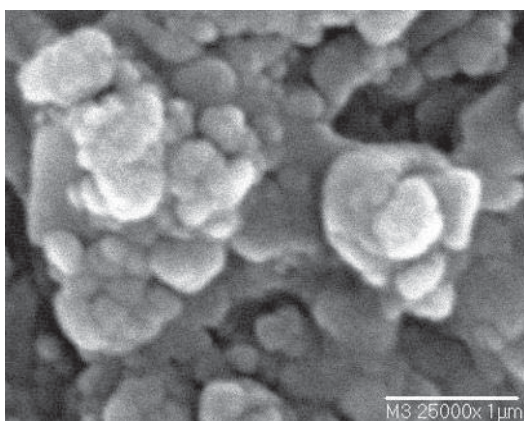
Trinchera 3, profundidad 10 cm: Halloysita.



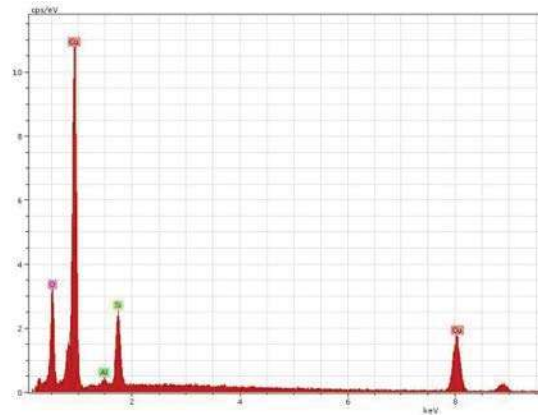
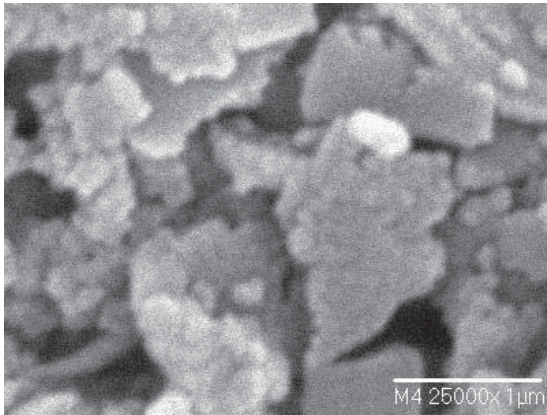
Trinchera 3, profundidad 170 cm: Halloysita.



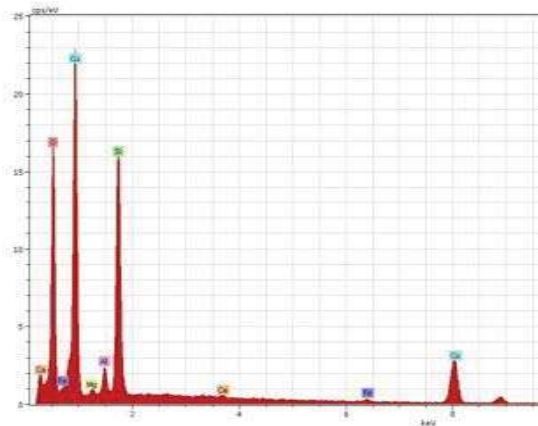
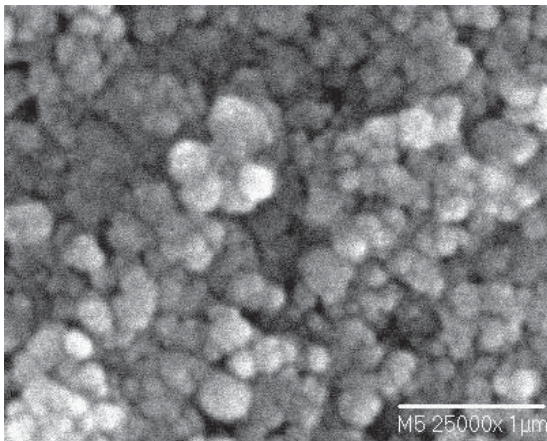
Invernadero, profundidad 60 cm: Montmorillonita.



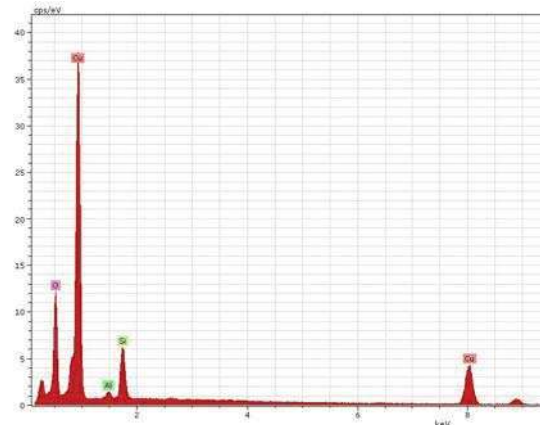
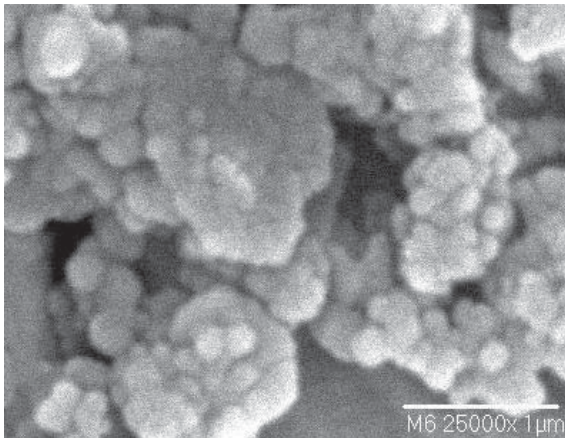
Invernadero, profundidad 160 cm: Halloysita.



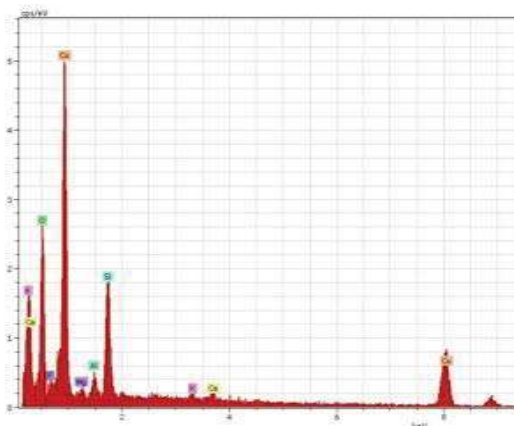
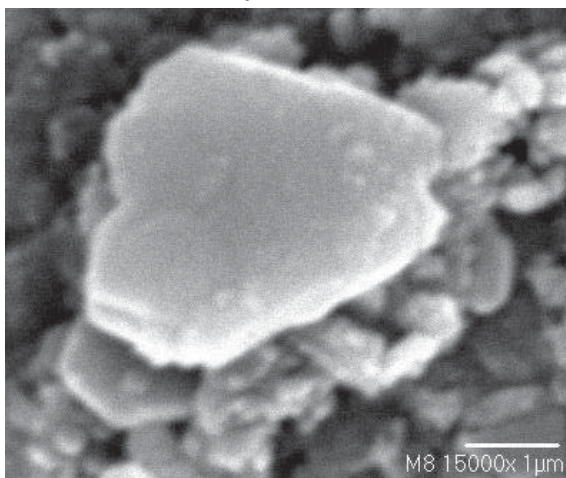
Pozo Carretera, profundidad 180 cm: Montmorillonita.



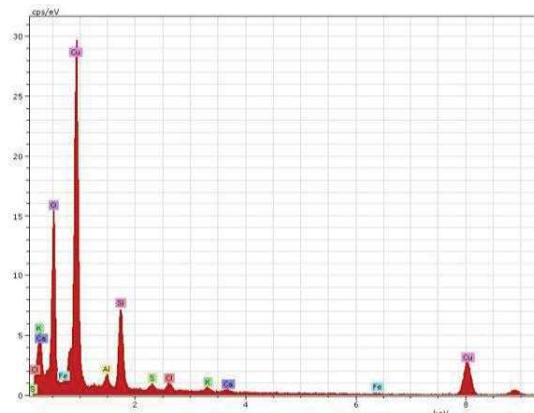
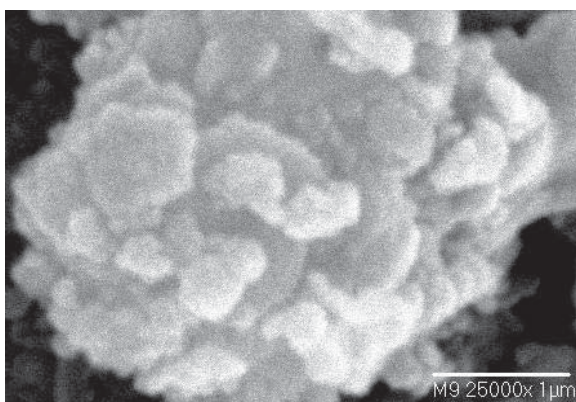
Pozo Carretera, profundidad 25 cm: Halloysita.



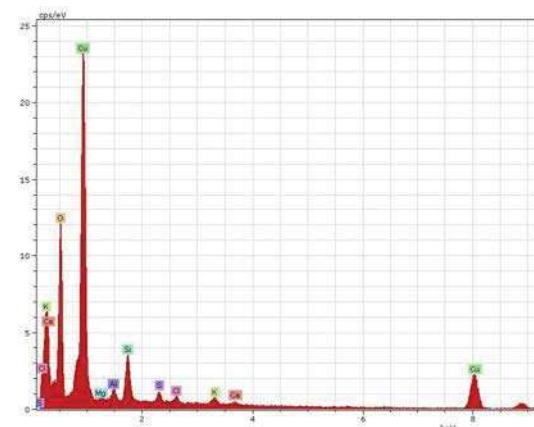
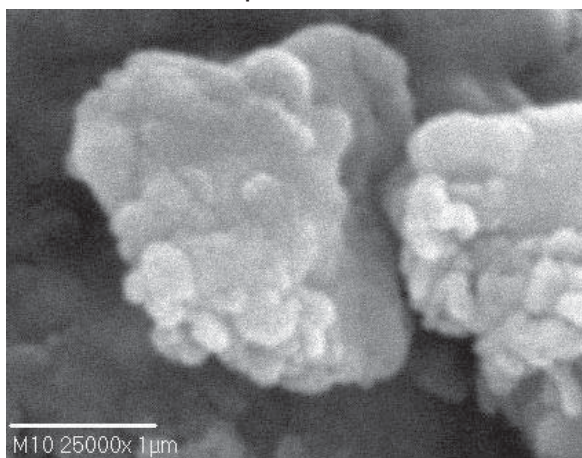
Noria Cantabria, profundidad 140 cm: Montmorillonita.



Noria Cantabria, profundidad 170 cm: Montmorillonite.



Noria Cantabria, profundidad 90 cm: Montmorillonite.



Noria Cantabria, profundidad 90 cm, mapeo

