



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFÍSICA PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**“DESCRIPCIÓN DEL LÍMITE PLEISTOCENO-Holoceno EN CUENCAS LACUSTRES
VULCANO TECTÓNICAS, ZACAPU Y CUITZEO, DEL NORTE DEL ESTADO DE
MICHOACÁN”.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE

MAESTRA EN CIENCIAS.

P R E S E N T A:

BIOL. MARÍA DE JESÚS SÁNCHEZ G.

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

DRA. ISABEL ISRADE ALCÁNTARA.



MÉXICO D.F. OCTUBRE 2011.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE

INDICE DE FIGURAS Y TABLAS

1.RESUMEN	6
1.1ABSTRACT.....	7
2.INTRODUCCION	8
3.JUSTIFICACIÓN	13
4.HIPÓTESIS.....	13
5.OBJETIVOS	14
-5.1 OBJETIVO GENERAL	14
-5.2 OBJETIVOS PARTICULARES	15
6.ANTECEDENTES DEL FINAL DEL PLEISTOCENO TARDÍO Y A LO LARGO DEL HOLOCENO EN EL NORTE DE MICHOACÁN	16
7.DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	24
-7.1 CUITZEO	25
--7.1.1 GEOGRAFIA	25
--7.1.2 DESCRIPCIÓN FÍSICA DE LA CUENCA Y VASO.....	27
--7.1.3 GEOLOGÍA.....	28
--7.1.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	30
--7.1.5 CLIMATOLOGÍA.....	31
--7.1.6 HIDROGRAFÍA Y LIMNOLOGÍA.....	32
--7.1.7 EDAFOLOGÍA.....	33
-7.2 ZACAPU.....	34
--7.2.1 GEOGRAFÍA.....	36
--7.2.2 GEOLOGÍA.....	37
--7.2.3 CLIMATOLOGÍA.....	38
--7.2.4 HIDROGRAFÍA Y LIMNOLOGÍA.....	39
--7.2.5 EDAFOLOGÍA.....	40
8.MARCO CONCEPTUAL.....	42
-8.1 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	43
-8.2 DIFRACCIÓN DE RAYOS X.....	48
-8.3 DIATOMEAS.....	50
--8.3.1 ECOLOGÍA DE LAS DIATOMEAS (Gasse, 1980).....	51
--8.3.2 VARIABLES AMBIENTALES REUNIDAS POR LOWE 1974.....	53
--8.3.3 EXIGENCIAS Y TOLERANCIAS DE LAS DIATOMEAS RESPECTO A LA TEMPERATURA DEL MEDIO.....	54
--8.3.4 LAS VARIACIONES DE SALINIDAD DEL MEDIO (pH).....	56

--8.3.5 DIATOMEAS, SÍLICE Y PROFUNDIDAD.....	57
--8.3.6 CICLO BIOGEOQUÍMICO DEL SÍLICE EN LAGOS Y OCÉANOS.....	59
-8.4 CIT-COT.....	61
9.METODOLOGÍA.....	66
-9.1 TRABAJO EN CAMPO.....	66
-9.2 OBTENCIÓN DE MUESTRAS.....	66
-9.3 MATERIALES Y MÉTODOS.....	67
--9.3.1 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA	67
--9.3.2 DIFRACCIÓN DE RAYOS X.....	67
--9.3.3 DIATOMEAS.....	68
Trabajo Laboratorio.....	68
Limpieza y montaje del material recolectado para Diatomeas.....	69
Conteo e identificación de diatomeas.....	70
Trabajo de Gabinete.....	71
Obtención de Imágenes fotográficas.....	71
--9.3.4 CIT-COT.....	71
10.RESULTADOS	73
-10.1 ESTRATIGRAFÍA	73
--10.1.1 CUITZEO.....	74
--10.1.2 ZACAPU.....	78
-10.2 TAXONOMÍA GENERAL DE DIATOMEAS.....	82
10.2.1 DESCRIPCIÓN DE GÉNEROS Y/O ESPECIES MÁS ABUNDANTES IDENTIFICADAS EN LAS TRINCHERAS DE CUITZEO Y ZACAPU.....	82
-10.3 TAXONOMÍA DE LAS DIATOMEAS DE LA REGION DE CUITZEO.....	97
--10.3.1 DIATOMEAS, CIT-COT, DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX) Y SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS TRINCHERAS DE CUITZEO.....	101
- 10.4 TAXONOMÍA DE LAS DIATOMEAS DE LA REGION DE ZACAPU.....	118
--10.4.1 DIATOMEAS, CIT-COT, DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX) Y SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS TRINCHERAS DE ZACAPU.....	123
11.DISCUSIÓN.....	140
-11.1 CUENCA DE CUITZEO.....	140
-11.2 CUENCA DE ZACAPU.....	143
12.CONCLUSIONES.....	153
13.BIBLIOGRAFÍA.....	158
14.ANEXOS.....	174

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

- Fig 1-Ubicación de las cuencas vulcano-tectónicas Zacapu y Cuitzeo del norte del estado de Michoacán.
- Fig 2-Ubicación de los sitios de muestreo de la cuenca vulcano-tectónica Cuitzeo.
- Fig 3-Ubicación de los sitios de muestreo de la cuenca vulcano-tectónica Zacapu.
- Fig.4. Fuentes de minerales magnéticos y fuerzas que controlan su ciclo en los sistemas naturales terrestres.
- Fig.5- Colulometro S014, utilizado para la determinación de carbono total (CIT y COT).
- Fig.6-Litología de la trinchera Caseta, Cuitzeo.
- Fig.7-Litología de la trinchera Convento, Cuitzeo.
- Fig.8- Litología de la trinchera Don Chava, Cuitzeo.
- Fig.9- Litología de la trinchera Buenavista, Cuitzeo.
- Fig.10-Litología de la trinchera lcan1108, Zacapu.
- Fig.11- Litología de la trinchera nCan, Zacapu.
- Fig.12- Litología de la trinchera 3, Zacapu.
- Fig.13- Litología de la trinchera pcan, Zacapu.
- Fig 14-Resultados del análisis de difracción de rayos X (DRX), susceptibilidad magnética, CIT-COT y estratigrafía. Caseta. Cuitzeo.
- Fig 15- Resultados del análisis de difracción de rayos X (DRX), susceptibilidad magnética, CIT-COT y estratigrafía. Convento. Cuitzeo.
- Fig 16- Resultados del análisis de difracción de rayos X (DRX), susceptibilidad magnética, CIT-COT y estratigrafía. Don Chava. Cuitzeo.
- Fig 17- Resultados del análisis de difracción de rayos X (DRX), susceptibilidad magnética, CIT-COT y estratigrafía. Buenavista. Cuitzeo.
- Fig 18-Resultados del análisis de difracción de rayos X (DRX), susceptibilidad magnética, diatomeas, CIT-COT y estratigrafía. lCAN1108. Zacapu.
- Fig 19- Resultados del análisis de difracción de rayos X (DRX), susceptibilidad magnética, diatomeas, CIT-COT y estratigrafía. NCAN. Zacapu.
- Fig 20- Resultados del análisis de difracción de rayos X (DRX), susceptibilidad magnética, diatomeas, CIT-COT y estratigrafía. Trinchera 3. Zacapu.
- Fig 21- Resultados del análisis de difracción de rayos X (DRX), susceptibilidad magnética, diatomeas, CIT-COT y estratigrafía. PCAN. Zacapu.
- Fig 22-Columna tipo, Zacapu.
- Fig 23-Correlaciones diatomeas. Zonas en las Lomas. Zacapu. Michoacán.
- Fig 24-Correlaciones estratigrafía. Zonas en las Lomas. Zacapu. Michoacán.
- Fig 25-Reconstrucción paleoambiental del lago de Zacapu. Michoacán.
- Fig.26 Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera Caseta. Cuitzeo.
- Fig.27-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera Caseta. Cuitzeo.
- Fig.28-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera Caseta. Cuitzeo.
- Fig.29-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera Don Chava. Cuitzeo.
- Fig.30-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera Don Chava. Cuitzeo.
- Fig.31-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera Buenavista. Cuitzeo.
- Fig.32-Resultado de análisis de carbono Inorgánico total y carbono orgánico total (CIT-COT) de la trinchera Caseta, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.33-Resultado de análisis de carbono inorgánico total y carbono orgánico total (CIT-COT) de la trinchera Convento, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.34-Resultado de análisis de carbono inorgánico total y carbono orgánico total (CIT-COT) de la trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.35-Resultado de análisis de carbono inorgánico total y carbono orgánico total (CIT-COT) de la trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.36-Resultado de análisis de susceptibilidad magnética de las trincheras Caseta, Convento, Don Chava y Buenavista, Cuitzeo, Michoacán
- Fig.37-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 0cm de la trinchera Caseta, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.38-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 40cm de la trinchera Caseta, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.39-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 120cm de la trinchera Caseta, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.40-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 200cm de la trinchera Caseta, Cuitzeo, Michoacán.

- Fig.41-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 290cm de la trinchera Caseta, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.42-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 0cm de la trinchera Convento, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.43-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 50cm de la trinchera Convento, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.44-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 100cm de la trinchera Convento, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.45-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 130cm de la trinchera Convento, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.46-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 180cm de la trinchera Convento, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.47-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 220cm de la trinchera Convento, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.48-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 0cm de la trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.49-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 70cm de la trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.50-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 130cm de la trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.51-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 180cm de la trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.52-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 210cm de la trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.53-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 260cm de la trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.54-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 340cm de la trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.55-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 10cm de la trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.56-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 60cm de la trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.57-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 90cm de la trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.58-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 180cm de la trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.59-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 270cm de la trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.60-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 330cm de la trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán.
- Fig.61-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera 1CAN1108. Zacapu.
- Fig.62-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera 1CAN1108. Zacapu.
- Fig.63-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera Noria Cantabria. Zacapu.
- Fig.64-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera Noria Cantabria. Zacapu.
- Fig.65-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera Noria Cantabria. Zacapu.
- Fig.66-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera 3. Zacapu.
- Fig.67-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera 3. Zacapu.
- Fig.68-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera Pozo Cantabria. Zacapu.
- Fig.69-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera Pozo Cantabria. Zacapu.
- Fig.70-Catálogo diatomológico gráfico de las especies identificadas en la trinchera Pozo Cantabria. Zacapu.
- Fig.71-Resultado de análisis de Carbono Inorgánico Total y Carbono Orgánico Total (CIT-COT) de la Trinchera 1can1108, Zacapu, Michoacán.
- Fig.72-Resultado de análisis de carbono inorgánico total y carbono orgánico total (CIT-COT) de la trinchera nCan, Zacapu, Michoacán.
- Fig.73-Resultado de análisis de carbono inorgánico total y carbono orgánico total (CIT-COT) de la trinchera 3, Zacapu, Michoacán.
- Fig.74-Resultado de análisis de carbono inorgánico total y carbono orgánico total (CIT-COT) de la trinchera PCan, Zacapu, Michoacán.
- Fig.75-Resultado de análisis de susceptibilidad magnética de las trinchera 1can1108, nCan, Tr 3 y pCan, Zacapu, Michoacán.

Fig.76-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 10cm de la trinchera 1can1108, Zacapu, Michoacán.

Fig.77-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 170cm de la trinchera 1can1108, Zacapu, Michoacán.

Fig.78-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 100cm de la trinchera ncan, Zacapu, Michoacán.

Fig.79-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 287cm de la trinchera ncan, Zacapu, Michoacán.

Fig.80-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 10cm de la trinchera 3, Zacapu, Michoacán.

Fig.81-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 20cm de la trinchera pcan, Zacapu, Michoacán.

Fig.82-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 160cm de la trinchera pcan, Zacapu, Michoacán.

Fig.83-Difractograma resultado de análisis de difracción de rayos X (DRX), muestra 205cm de la trinchera pcan, Zacapu, Michoacán.

Tabla1-Resumen de parámetros de susceptibilidad magnética y su interpretación (Thompson y cols. 1975).

Tabla-2 Variables ambientales y preferencias ecológicas de las diatomeas (Lowe, 1974).

Tabla 3-Listado taxonómico y hábitat de las especies de diatomeas identificadas en la trinchera Caseta, Cuitzeo, Michoacán.

Tabla 4-Listado taxonómico y hábitat de las especies de diatomeas identificadas en la trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.

Tabla 5-Listado taxonómico y hábitat de las especies de diatomeas identificadas en la trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán.

Tabla 6-Resultados de los análisis de DRX, trinchera Caseta.

Tabla 7- Resultados de los análisis de DRX, trinchera Convento

Tabla 8- Resultados de los análisis de DRX, trinchera Don Chava

Tabla 9- Resultados de los análisis de DRX, trinchera Buenavista

Tabla 10-Listado taxonómico y hábitat de las especies de diatomeas identificadas en la trinchera 1can1108, Zacapu, Michoacán.

Tabla 11-Listado taxonómico y hábitat de las especies de diatomeas identificadas en la trinchera Noria Cantabria, Zacapu, Michoacán.

TABLA 12-Listado taxonómico y hábitat de las especies de diatomeas identificadas en la trinchera 3, Zacapu, Michoacán.

Tabla 13-Listado taxonómico y hábitat de las especies de diatomeas identificadas en la trinchera Pozo Cantabria, Zacapu, Michoacán.

Tabla 14- Resultados de los análisis de DRX, trinchera 1can1108.

Tabla 15- Resultados de los análisis de DRX, trinchera nCan

Tabla 16-Resultados de los análisis de DRX, trinchera 3

Tabla 17-Resultados de los análisis de DRX, trinchera pCan

1. RESUMEN

En este trabajo se estudió el registro paleolimnológico de la cuenca de Zacapu y del margen norte del lago de Cuitzeo utilizando los proxies de diatomeas, CIT-COT, difracción de rayos X y susceptibilidad magnética con el propósito de definir su evolución. Se presentan los resultados de los análisis de cuatro trincheras de la cuenca de Cuitzeo y cuatro trincheras de la cuenca de Zacapu.

En la cuenca de Cuitzeo, la base fue fechada en 23,380 años, la zona más proximal al norte corresponde a Buenavista con facies más arenosas, mientras que al sur Don Chava y Convento las facies son más limo arcillosas. Los sedimentos mostraron un alta fragmentación de diatomeas lo que impidió realizar conteos, sin embargo se observa que el registro de las asociaciones de diatomeas está caracterizado por flora de hábitats de aguas bajas y alcalinas con condiciones más diluidas hacia el sur siendo características *Epithemia sp* y *Gomphonema sp*, mientras que hacia el norte dominaron ambientes ciénegos que pasaban estacionalmente a márgenes inundados con tendencia a incremento en la concentración iónica dada la presencia de *Anomoeoneis sphaeropora* y *Tetracyclus rupestris*, acompañadas de *Hantzchia amphioxys* y otras especies perifíticas.

Convento no posee registro algal lo que se asocia a una zona de evaporación intensa del lago donde el alta salinidad y alcalinidad disolvieron las valvas. Además de otros procesos tafonómicos asociados a una remoción constante de los sedimentos debido a que corresponde a las zonas proximales del lago.

En este sector del lago de Cuitzeo los sedimentos registraron por lo menos 8 eventos volcánicos que están definidos con altos valores de susceptibilidad magnética.

En la cuenca de Zacapu, la base fue fechada en 39,000 años, y el registro de diatomeas se encuentra bien preservado. Se evidenciaron 5 fases en la evolución del lago. La primera fase se observa un cuerpo de agua con niveles lacustres bajos y alta turbidez caracterizado por la presencia de *Aulacoseira granulata* var. *angustissima*. En la segunda fase se alcanza el máximo nivel lacustre caracterizada por *Stephanodiscus niagarae* seguida por *S. minutulus* y *S. excentricus*, y las formas ticoplanctónicas *Fragilaria tenera* y *Ulnaria ulna*. En la tercera fase se establece una ciénega muy orgánica con tendencia a aguas turbias, donde las formas características son *Eunotia implicata*, *Eunotia circumborealis* y *Hantzchia amphioxys*. La cuarta fase corresponde a una fase de restablecimiento del lago con especies ticoplanctónicas *Fragilaria tenera* y *Ulnaria ulna*. La última fase marca el establecimiento de un nivel lacustre bajo caracterizado por *Gomphonema spp*, *Anomoeoneis sphaerophora* y *Hantzchia amphioxys* que se asocia al drenaje del lago y establecimiento de actividades antropogénicas.

En esta cuenca se registraron por lo menos 13 eventos volcánicos que están bien definidos con los parámetros magnéticos.

La caracterización mineralógica mediante difracción de rayos x para ambas cuencas definen una mezcla de fases minerales, donde predominan los silicatos, en particular la anortita además de sílice en varias formas polimórficas (cristobalita, tridimita, cuarzo) seguidos en menor proporción por piroxenos (enstatita), carbonatos de calcio, óxidos de hierro (magnetita y maghemita) y minerales arcillosos derivados de las andesitas calcoalcalinas de la ciénega. Los niveles de ceniza registraron cantidades elevadas de magnetita y piroxenos y algunos niveles de halloysita.

Los valores de CIT-COT para ambas cuencas coinciden con los resultados obtenidos para otros proxies, encontrando valores máximos de CIT en intervalos de sequía o bajo nivel lacustre, mientras que los máximos de COT se encuentran asociados a alta productividad evidenciándose un nivel lacustre mayor.

En el Cuaternario tardío Cuitzeo se encontraba extendido hacia el norte con respecto a su posición actual siendo las facies cenegosas comunes con sectores sujetos a alta evaporación, mientras que en Zacapu se mantuvo un cuerpo de agua estable presentando fluctuaciones hacia el holoceno tardío con más contribución de eventos volcánicos. Ambos lagos fueron drenados en épocas coloniales y post coloniales.

1.1 ABSTRACT

In this work we studied the paleolimnological record Zacapu basin and the northern edge of Lake Cuitzeo diatoms using proxies, CIT-COT, X-ray diffraction and magnetic susceptibility in order to define its evolution. We present the results of the analysis of four trenches Cuitzeo basin and four trenches Zacapu basin.

In Cuitzeo basin, the base was dated 23.380 years, the most proximal to the north up to more sandy facies Buenavista, while south Convento and Don Chava facies are more clayey silt. The sediments showed a high degree of fragmentation that precluded diatoms counts observed however that the registration of associations of diatom flora is characterized by shallow water habitat and dilute alkaline conditions south, *Epithemia sp* and *Gomphonema sp* be characteristic. While to the north passing marshes dominated environments seasonally flooded margins tending to increase in ionic strength to the presence of *Anomoeoneis sphaerophora* and accompanied *Tetracyclus rupestris*, *Hantzchia amphioxys* and other periphytic species.

Convento has no algal record that is associated with an area of intense evaporation of the lake where the high salinity and alkalinity, dissolved the shells. In addition to other taphonomic processes associated with a constant removal of sediments because it corresponds to the proximal parts of the lake.

In this section of lake sediments Cuitzeo 8 recorded volcanic events are defined with high magnetic susceptibility values.

In Zacapu basin, the base was dated 39.000 years, and the diatom record is well preserved. 5 phases were evident in the evolution of lake. The first phase there is a body of water with low lake levels and high turbidity characterized by the presence of *Aulacoseira granulata* var. *angustissima*. In the second phase reaches the maximum lake level characterized by *Stephanodiscus niagarae* followed by *S. minutulus* and *S. excentricus* and ticolplanctonic forms *Fragilaria tenera* and *Ulnaria ulna*. In the third phase establishes a very organic bog tendency to turbid waters, where the forms characteristics are *Eunotia implicata*, *Eunotia circumborealis* and *Hantzchia amphioxys*. The fourth phase corresponds to a phase of restoration of lake with ticolplanctonics species *Fragilaria tenera* and *Ulnaria ulna*. The last phase marks the establishment of a low lake level characterized by *Anomoeoneis sphaerophora*, *Gomphonema spp* and *Hantzchia amphioxys* that is associated with the lake drainage and establishment of antropogenic activities.

In this basin there were at least 13 volcanic events that are well defined with the magnetic parameters.

The mineralogical characterization using X-ray diffraction for both basins define a mixture of mineral phases, dominated by silicates, anorthite particularly well in several polymorphic forms of silice (cristobalite, tridymite, quartz), followed in smaller proportion by proportion pyroxene (enstatite), calcium carbonates, iron oxides (magnetite and maghemite) and clay minerals derived from calc-alkaline andesites of cienega. The volcanic ash layers showed high amounts of magnetite and pyroxene and some levels of halloysite.

The TIC-TOC values for both basins are consistent with the results for other proxies, TIC finding maximum values in intervals of drought or low lake levels, while the maximum TOC are associated with productivity has shown a higher lake level.

In the late Quaternary Cuitzeo was extended northward with respect to its current position to be the common cenega facies areas subject to high evaporation, while in Zacapu remained stable body of water presented to the late Holocene fluctuations with more contribution volcanic events. Both lakes were drained colonial and post colonial epoch.

2. INTRODUCCIÓN

En el Cuaternario se dio la formación del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT), durante este periodo se presentaron diversas variaciones climáticas globales, caracterizadas por una sucesión de épocas de glaciares e interglaciares.

Las evidencias de los cambios ocurridos se han estudiado a través de diversos proxies siendo los más utilizados: suelos, sedimentos lacustres, glaciares, fluviales, marinos y eólicos, depósitos evaporíticos y espeleotemas.

Otras evidencias prehistóricas también se encuentran en registros arqueológicos donde las actividades humanas han sido modificadas por los cambios ambientales ya sean eventos climáticos o geológicos.

Para el pasado reciente (no mayor a 200 años) existen registros instrumentales de temperatura y precipitación, aunque están limitados a determinadas áreas.

Cabe destacar que a nivel global son escasos los registros instrumentales completos.

El paisaje presente del norte del estado de Michoacán, perteneciente al CVT, ha sido modelado predominantemente a partir de la continua actividad tectónica del Terciario tardío y Cuaternario, permitiendo por su ubicación el desarrollo de cuencas lacustres cerradas (Pátzcuaro, Zacapu, Cuitzeo) en parte de su ciclo de vida. Debido a que los lagos ubicados en estas áreas son cerrados, 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.

En el Cinturón Volcánico Transmexicano, se entremezclan sistemas de fallas regionales con grandes volcanes, estratovolcanes, pequeños conos cineríticos, depósitos de escoria, lavas que controlan la evolución y distribución de las cuencas lacustres, así como de xalapascos, fumarolas y manantiales sulfurosos de agua caliente, conformando los complejos paisajes de cuencas endorreicas del centro del país. Uno de los componentes que dominan en el sector central del CVT son las fallas geológicas regionales, que en conjunto con el vulcanismo, también han formado y mantenido la serie de lagos del centro de México. En la región de Cuitzeo se presenta el sistema de fallas de Morelia-Acambay que a nivel local se integra por dos grandes bloques, el primero comprende la sierra de Mil Cumbres y el segundo bloque estructural lo compone el de Tarímbaro. Las fallas E-O son activas y están asociadas con el hidrotermalismo, al vulcanismo y la sismicidad (Garduño-Monroy *et al*, 1999).

Dentro de estos lagos se tiene registrada de una manera indirecta toda la historia climática de la región, razón por la cual en los últimos años se han realizado diferentes investigaciones de carácter paleoclimático y paleoambiental en los mismos (Caballero y Ortega, 1998; Caballero *et al*, 2001; Caballero *et al*, 2002; Metcalfe *et al*, 1991; Metcalfe *et al*, 2000; Ortega *et al*, 1992; Ortega *et al*, 2000; Ortega *et al*, 2002).

Para reconstruir los ambientes y climas cuaternarios, las depresiones lacustres son unas de las fuentes más atractivas, ya que frecuentemente conservan las evidencias de la historia de los procesos ambientales y climáticos, ocurridos en periodos de varios cientos o miles

de años. Estos sistemas sedimentarios, son capaces de registrar tanto las modificaciones ocurridas dentro de la cuenca de depósito, como aquellas de su entorno.

Las cuencas lacustres son trampas naturales donde se depositan los sedimentos, incluidos materiales autigénicos (de precipitación química, diatomeas y ostrácodos entre otros) y alogénicos, además de otros materiales alóctonos que ingresan principalmente del entorno de la cuenca, ya sean sedimentos detríticos (limos, arcillas) y biológicos (algunos polenes), que están directamente relacionados a los procesos y fluctuaciones ambientales que experimentan las cuencas lacustres en periodos de cientos de miles de años o más, en distintas escalas de tiempo.

Las fuentes biológicas y biogeográficas para reconstruir los cambios climáticos incluyen: anillos de crecimiento en árboles, fósiles de polen y esporas, microfósiles de plantas, fósiles de vertebrados, ostrácodos, moluscos, foraminíferos, diatomeas, corales e insectos.

Las algas son de los principales componentes biogénicos, son capaces de indicar la calidad del agua, gracias a su sensibilidad ante los cambios del medio en el que viven: por tanto, se convierten en un referente del estado ecológico de cualquier sistema acuático. Las algas en conjunto con otros indicadores paleoambientales permiten reconstruir la evolución de una cuenca.

Los análisis estratigráficos y geoquímicos en las secuencias lacustres son muy importantes para entender el pasado geológico de los sistemas lacustres a nivel global. Entre los proxies paleoambientales presentes en numerosos lagos están aquellos de tipo geoquímico, mineralógico,

micropaleontológico y de susceptibilidad magnética básicos para describir y cuantificar el ambiente.

En este trabajo se presentan los resultados del análisis de la distribución de las diatomeas, los resultados de los análisis de carbono orgánico e inorgánico (CIT y COT), susceptibilidad magnética y difracción de rayos X de cuatro trincheras (excavaciones) en la cuenca de Cuitzeo y en cuatro trincheras de la cuenca de Zacapu, para conocer tanto el comportamiento paleoambiental de ambas durante el Pleistoceno tardío-Holoceno.

El sector norte del estado de Michoacán, desde el punto de vista geográfico corresponde a la zona de transición entre los climas neoártico y subtropical y existen relativamente pocos estudios paleoclimáticos y paleoambientales para el centro de México, he aquí la importancia de este estudio como aporte en la descripción del límite Pleistoceno-Holoceno en cuencas vulcanotectónicas (Zacapu y Cuitzeo) del norte del estado de Michoacán.

No se ha caracterizado con detalle el cambio climático en este sector (norte de Michoacán), la magnitud del enfriamiento, la disminución/aumento relativo de la humedad durante el último máximo glacial están pendientes de ser resueltos en el centro de México (Caballero *et al*, 2010). Debido a la falta de registro por tectonismo, vulcanismo, erosión, o por la existencia de un hiatus, que originan discontinuidad en las secuencias sedimentarias (Ortega *et al*, 2010) o como en el caso de Cuitzeo donde el vulcanismo y la erosión sucesiva han provocado complejas variaciones en la red hidrológica, en los patrones de sedimentación hacia el lago y han inhibido el depósito de diatomeas y

polen principalmente desde *ca.* 80,000 a 33,000 aP y 24,000 a 20,000 aP (Israde *et al*, 2010).

Diversos registros paleolimnológicos y polínicos sugieren mayor aridez y condiciones frías en el centro y centro-orientado de México durante el UMG, en particular entre 21,000 y 18,000 años aP, (Caballero *et al*, 1999; Lozano-García *et al*, 2005) mientras que para el centro-poniente del país se han propuesto condiciones relativamente húmedas lo que se ha interpretado como un mayor aporte de humedad por los vientos del oeste (Bradbury, 1997; 2000) y la alteración del monzón mexicano, afectado por el desplazamiento latitudinal de la zona intertropical de convergencia (ZITC) a una posición más sur.

El estudiar varios puntos en una cuenca ofrece la oportunidad de que se pueda detallar y correlacionar las distribuciones de la facies que no se puede lograr con un solo núcleo.

3. JUSTIFICACIÓN

Las depresiones lacustres poseen registros en sedimentos que documentan la evolución paleoambiental de la cuenca y permiten hacer inferencias en cambios ambientales o climáticos. En las cuencas vulcanotectónicas de Zacapu y Cuitzeo existieron procesos volcánicos, tectónicos y ambientales que labraron el paisaje. Podemos inferir por su ubicación y por el tipo de cuencas que sus sedimentos poseen registros de gran valor donde se registran eventos importantes como erupciones volcánicas, procesos erosivos, cambios ambientales y climáticos, y alteraciones antropogénicas. Por lo anterior la oportunidad de tener varias trincheras en ambas cuencas es ideal para reconstruir la evolución en la que se han sobreimpuesto distintos paisajes en el tiempo y permitirá armar la historia de la evolución temporal y espacial de la región.

4. HIPÓTESIS

Las cuencas vulcano-tectónicas del norte del estado de Michoacán, Zacapu y Cuitzeo, han registrado los eventos tectónicos y cambios climáticos ocurridos a sus alrededores durante el Pleistoceno-Holoceno, el estudio de las secuencias obtenidas de estos sitios permitirá hacer inferencias de los cambios climáticos y actividad tectónica durante el Cuaternario y permitirá hacer la paleoreconstrucción ambiental de la región.

5. OBJETIVOS

5.1 OBJETIVO GENERAL

- Realizar la reconstrucción paleoambiental de los lagos vulcano tectónicos, Zacapu y del margen norte del lago de Cuitzeo, del norte de Michoacán durante el límite Pleistoceno tardío-Holoceno.

5.2 OBJETIVOS PARTICULARES

-Realizar el inventario taxonómico de las especies de diatomeas distribuidas en las columnas sedimentarias de ambos lagos.

-En base al análisis estratigráfico y de diatomeas de las distintas trincheras realizar correlaciones lito y bioestratigráficas.

-Utilizando los proxies de diatomeas, geoquímica de los sedimentos (CIT-COT), análisis de susceptibilidad magnética y mineralogía, determinar eventos paleoclimáticos y paleoambientales de las dos cuencas estudiadas y correlacionarlas en el tiempo y espacio.

-Identificar la respuesta de las diatomeas ante eventos volcánicos.

6. ANTECEDENTES DEL FINAL DEL PEISTOCENO TARDÍO Y A LO LARGO DEL HOLOCENO EN EL NORTE DE MICHOACÁN.

En las cuencas lacustres de México existen actualmente pocos registros completos de variaciones climáticas, geológicas e inclusive sobre el desarrollo demográfico y cultural de estas zonas. Aunque las cuencas lacustres vulcanotectónicas de Zacapu y Cuitzeo forman parte de una serie de secuencias sedimentarias estudiadas con cierto detalle que han sido relacionadas con otras como Zirahuén y Pátzcuaro a través de una corriente de riachuelos de montaña que luego fueron aisladas por barreras geológicas (Álvarez, 1972).

La mayoría de los registros lacustres en el centro de México muestran evidencias de erosión o hiatos, son secuencias incompletas, lo que indica que los periodos de depósito son de duración desconocida. A pesar de los esfuerzos científicos, estos registros presentan una serie de dificultades en la documentación de los cambios ambientales y climáticos, por estas razones un cierto conocimiento de las condiciones del pasado aun no está claro para el último periodo glacial tardío (18,000-11,000 años aP) a mediados del Holoceno (8,000-6,000 años aP) y de los tiempos recientes cuando las actividades humanas coexisten con las fluctuaciones climáticas naturales. (Ortega *et al*, 2002).

En base a los estudios realizados se puede resumir que Cuitzeo, Chalco y Zacapu presentaron condiciones más húmedas antes de los 40,000 años aP, y una disminución del nivel lacustre con fluctuaciones durante el resto del Pleistoceno tardío y el Holoceno (Ortega *et al*, 2002). En Yuriria, Cuitzeo, Zacapu se observa que entre más al norte se ubique la

cuencia aumenta la sensibilidad climática, siendo Yuriria más sensible y Zacapu menos sensible (Metcalf, 1994).

CUITZEO

Israde (2002, 2010) Registran para Cuitzeo 5 periodos de ascenso en el nivel o fases de humedad, condiciones más diluidas en 100,000, 50,000, de 44,000-42,000, de 32,000-31,000 y de 20,000-14,000 años aP. Periodos identificados con *Stephanodiscus spp.*, *Aulacoseira spp.* y otras especies del grupo Fragilaria.

De 130,000 a 90,000 años aP, en el final del último interglacial, identifica un lago no muy profundo, con amplio desarrollo de vegetación acuática, con tendencias a aumento de profundidad, en el contexto de un clima predominantemente seco. De 93,000-53,000 años aP, que corresponde a la última glaciación, registra clima frío y seco, mayor espejo de agua e incremento en los niveles lacustres. A partir de 53,000-35,000 años aP, el lago adquiere su tirante de agua más alto con respecto a periodos anteriores, aunque un poco fluctuante. De 35,000-18,000 años aP, se observa un lago fluctuante con tendencias a descenso lacustre presentando vegetación halófila, con presencia de *Anomoeoneis sphaeropora* y *Campilodiscus clypeous*, indicando condiciones de alta concentración iónica. Son evidentes dos pulsos de humedad ca. 33,000-32,000 y 20,000-12,000 años aP, donde *Stephanodiscus niagarae* representa casi el 80% del total de diatomeas. Ca. 15,000 y 10,000 años aP, tendencia hacia la disminución y bajos niveles lacustres, presentando dilución. De 10,000-5,000 años aP condiciones secas. De 12,000-2,000 años aP registran episodios de aridez en el lago con tendencia a la disminución de profundidad, aguas bajas, alcalino y de alta concentración iónica. Durante el Holoceno medio el lago desciende en su nivel hasta

adquirir las condiciones actuales con áreas pantanosas. De 2,000 años aP al presente domina *Discostella meneghiniana* lo que indica tendencia a la disminución del nivel de las aguas del lago, incremento en la turbidez y concentración iónica. Depósitos de tefra se observan a los ca. 80,000, 50,000, 35,000 y 25,000 años aP. A partir de 45,000 se registran episodios de aridez en el lago con tendencia a la disminución de profundidad, aguas bajas, alcalino y de alta concentración iónica, picos de incremento de la concentración iónica son evidentes de 45,000 -43,000, de 38,000- 35,000, de 31,000-25,000 y de 12,000-2,000 años aP. Hiatus ca. 8,000 y 12,000 años aP, interrupción en la sedimentación.

ZACAPU

Ortega *et al* (2002) De 52,000-35,000 años aP condiciones húmedas, con tendencia a condiciones secas hacia los 25,000 años aP (hiatus). Comparaciones entre los resultados magnéticos y TOC en Zacapu sugieren que los sedimentos registran condiciones relativamente húmedas antes de los 35,000 años aP y una tendencia después hacia condiciones más secas donde la hematita es comunmente formada por efecto de la deshidratación de la goethita). De 35,000-28,000 años aP, transición, disminución en la humedad, tendencia a niveles bajos. De 28,000-25,000 años aP, lago de alto nivel, severas modificaciones en la topografía del piso de la cuenca por actividad volcánica y tectónica. Ca. 25,000 años aP, hiatus por tectonismo o vulcanismo, más seco que el periodo previo. De 25,000-15,000 años aP, niveles de condiciones poco profundas, periodo seco. Condiciones particularmente secas entre 15,000- 4,800 años aP, coincidiendo con lo publicado por Metcalfe (1995) de 18,000-10,000 años aP, niveles lacustres bajos y de 7,000-6,000 años aP, un periodo de alteración resultado de actividad volcánica, reflejada en un aumento en las concentraciones de susceptibilidad magnética (Ortega *et al*, 2002) y en contradicción con lo

que menciona Xelhuantzi-López (1995) que registra de 8,200-7,400 años aP, clima templado húmedo y niveles lacustres altos y de 7,400-4,700 años aP, clima semi seco, y de 4,700 años aP-Presente, clima subhúmedo y templado. Para Metcalfe (1995) ca. 4,500 años aP, episodios secos, una evidente sequía ca. 1,100 años aP en Zacapu (Metcalfe, 1994) y ca. 1,000 años aP, episodios aún más secos. Alteración antropogénica durante posclásico año 900 (Metcalfe, 1995). Mientras que para Ortega *et al*, (2002) niveles lacustres bajos, después condiciones secas son sugeridas por polen y diatomeas ca.4,500-2,800 años aP. Y ca. 2,800 años aP, regreso de las condiciones húmedas. Para los últimos 1000 años se registró sequía y eutrofización antropogénica (Metcalfe *et al*, 1994).

A 2.25m de profundidad Ortega *et al* (2002) encuentran sedimentos de color marrón y sedimentos marrón oscuros con abundantes restos de gasterópodos y ostrácodos en Zacapu. La existencia de ostrácodos y gasterópodos y altos vaores de Carbono inorgánico total representa altas concentraciones iónicas indicando en conjunto un lago de poca profundidad y un alta alcalinidad de las aguas, apoyando el origen autóctono de los organismos (Ortega *et al*, 2002).

PÁTZCUARO

Bradbury *et al* (2000) analiza el lago de Pátzcuaro y concluye que de 48,000-10,000 años aP la cuenca presento clima templado seco. De 40,000-21,000 años aP se observan fases profundas resultado de un incremento en la precipitación siendo de 38,000-25,000 años aP la fase más profunda del lago. De 30,000-10,000 años aP, registran especies de diatomeas de condiciones muy húmedas. De 23,000-20,000 años aP climas húmedos, ocasionalmente inviernos helados y veranos secos, aumento en el nivel lacustre hasta los 15,000 años aP. De 25,000-13,000

condiciones lacustres favorables y dulceacuícolas, pero no tan profundas como la fase que le precede. Los registros de Pátzcuaro son la única evidencia de un UMG húmedo en el centro de México. De 13,000-9,000 años aP ambiente seco y niveles lacustres bajos. De 12,800-10,400 años aP, reducción en el nivel del lago y aumento en el calentamiento. Después de los 10,000 años aP el lago se tornó menos profundo y más eutrófico. Durante todo Holoceno se registraron niveles menos profundos y el impacto humano se inicia después del 4,000 aP. Durante el Holoceno medio el lago se convirtió muy alcalino y depositó ostrácodos ricos en margas por primera vez en 48,000 años. La agricultura indígena en la cuenca del lago de Pátzcuaro y en los alrededores del lago aparecen ca. 4,000 años con el registro de polen de *Zea mays* y *Chenopodiaceae*. En correspondencia a lo publicado por Metcalfe en 1994, Ca. 3,500 años aP, alteración asociada a cultivo de maíz y ca. 2,500 años aP una fase de degradación y hacia 1,300 años aP se registra un periodo más seco (Metcalfe, 1994), O'Hara (1993) indica que el periodo máximo de erosión es contemporáneo al imperio Purhépecha y Fisher (2003) sugiere que la erosión alcanzó sus picos máximos después de la conquista española en 1521. Bradbury (2000) indica que de 10,000 años aP al Presente, se presentó un clima templado subhúmedo.

ZIRAHUÉN

Ortega *et al*, (2010) extraen un núcleo del lago de Zirahuén donde identifican los siguientes eventos, durante el Pleistoceno tardío descendió el nivel del lago entre 21 y 23 m. respecto a su nivel actual. De 17,000 a 15,000 años aP, los registros mineralogía magnética sugieren erosión moderada, mientras que las asociaciones de diatomeas están dominadas por *C. placentula* que en conjunto con otras formas perifíticas sugieren un lago poco profundo, ligeramente alcalino, con abundante

vegetación en el contexto de un clima relativamente seco. Posterior a los 15 ky, se observa un ligero aumento y una estabilidad del nivel lacustre con un aumento en la abundancia de diatomeas una mayor productividad, gran concentración de megaesporas de *Isoetes* sugieren una expansión en el ambiente litoral del lago, atribuido a un pequeño incremento en el tamaño del lago hasta los 12,000 años aP.

En la transición del Pleistoceno tardío-Holoceno temprano (12,100-7,200 años) se reporta un hiatus en la sucesión sedimentaria por efecto de la erosión. Se observa también una regresión en el nivel del lago durante el Holoceno temprano, lo que sugiere una fase relativamente seca.

Los hiatos en la sedimentación de 12,100 a 7,200 años aP, sugiere un descenso en el nivel del lago en respuesta a la sequía del Holoceno temprano (Ortega et al, 2010) este dato coincide con lo publicado por Israde (2010) donde reporta una interrupción en la sedimentación ca. 12,000 a 8,000 años aP. Sin embargo, el lago de Zirahuén pudo haber permanecido como un lago con niveles lacustres relativamente altos. Un lago más profundo, más eutrófico y turbio se registra después de los 7,200 años aP donde después del hiatus la sedimentación lacustre se restablece y la asociación de diatomeas se reinicia y estabiliza rápidamente en menos de 100 años después de la deposición de un tefra. Las especies planctónicas (*A. ambigua* var *robusta*) son dominantes y especies aerófilas o epífitas están casi ausentes sugiriendo un incremento en el nivel del lago. En el Holoceno medio el nivel del lago se reporta como el más alto de todos los registros. La tolerancia a la alta disponibilidad de P, la presencia de *Aulacoseira* sp., los altos porcentajes de TOC, la abundancia de diatomeas que se registro entre 7,200 y 3,400 años aP sugieren una fase más profunda, más eutrófica y turbia que la fase anterior. Durante el

Holoceno tardío (después de 3,900 años aP) el clima se caracteriza por una alta inestabilidad. Extensa erosión, menor nivel de los lagos, condiciones secas. De 3,900 a 1,400 años aP se presenta abundancia de taxones epifíticos (Dominando *D. elliptica*) sugiriendo periodos de concentración iónica ligeramente alta. Es un ambiente de alta energía donde las diatomeas son probablemente preservadas. De 1,400-900 años aP, periodo de marcada disminución de erosión, mayor abundancia de la especie epifítica *C. placentula*, indica niveles lacustres bajos y clima seco con mayor erosión después de 1300- 1050 años aP. Los procesos erosivos aumentaron después de 1,050 años aP y la abundancia de diatomeas disminuyó. Ca. 900 años aP la sucesión en las asociaciones de diatomeas se caracterizó por formas epifíticas que sugieren una transición o un lago menos profundo y aguas con incremento en la concentración iónica, es característica a presencia de la forma aerófila *H. amphioxys* indicando fluctuaciones constantes del borde litoral. En el año 1945 refleja una reducción en el nivel del lago, después de la erupción del Parícutín. Esta caída en el nivel del lago coincide con lo publicado por Bernal Brooks y Mac Crimmon (2000), quienes reportan que para 1942 se observó un descenso en el nivel del lago. Entre 1942 y 1995 a través del estudio de fotografías aéreas se registra que el nivel del lago se redujo 6.6m.

Los últimos 100 años las asociaciones de diatomeas están dominados por Aulacoseira-Fragilaria-Diploneis-Cyclotella. En los últimos 30 años *C. ocellata* se ha establecido, su presencia ha sido interpretada como una señal de incremento de nutrientes en el lago (eutrofización incipiente) por Davies *et al* (2002). El análisis de polen indica la existencia de actividades agrícolas en la cuenca desde ca. 3,000 años aP, se presenta un lago concentrado, inestable, clima seco con aumento en la erosión probablemente debido a las tormentas ocasionales.

La fracción clástica en sedimentos del lago de Zirahuén refleja dos procesos: 1) El establecimiento de las erupciones piroclásticas y 2) Meteorización y erosión de los materiales de cuenca de origen volcánico, este último proceso se interpreta de dos maneras a) los intervalos de erosión sufrida en periodos de escasa humedad y b) eventos severos de precipitación que coinciden con bajos porcentajes de TOC, escasas diatomeas mal preservadas y altos contenidos de materiales clásticos del tamaño de la arena.

Todos los registros de las cuencas del centro norte de Michoacán reportados, sugieren que el límite Pleistoceno tardío-Holoceno se caracteriza por niveles lacustres bajos y condiciones climáticas secas (Ortega *et al*, 2002; Caballero *et al*, 2010).

7. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

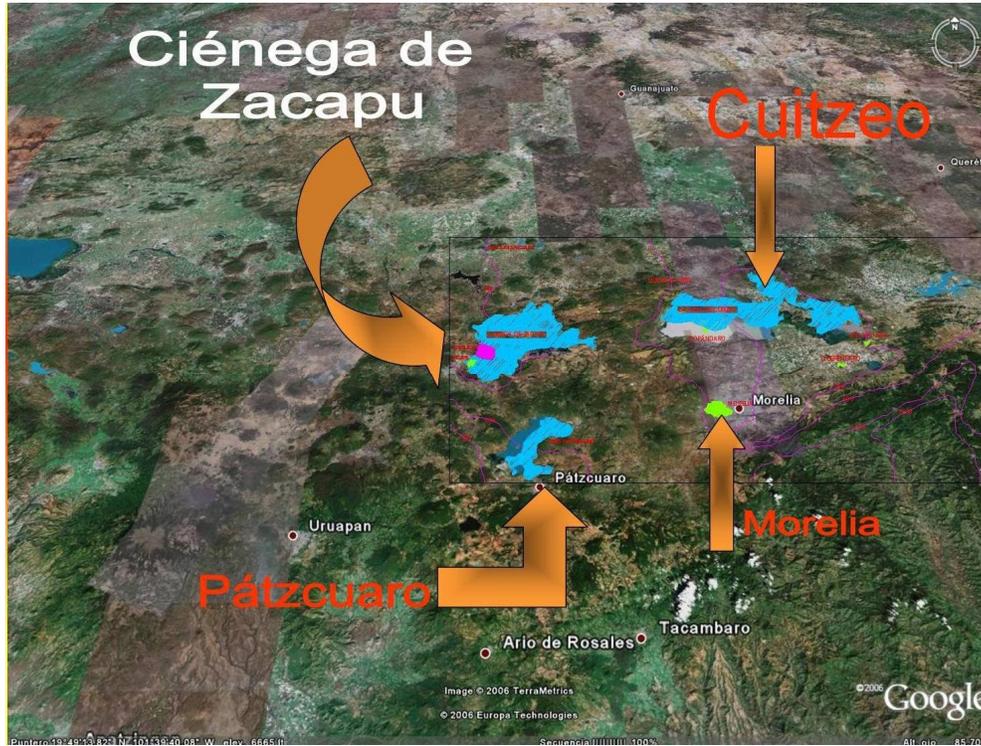


Fig 1-Ubicación de las cuencas vulcano-tectónicas Zacapu y Cuitzeo del norte del estado de Michoacán.

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS DEL PLIOCENO Y CUATERNARIO.

MICHOACÁN

Michoacán se encuentra enclavado dentro de las provincias geológicas de la Sierra Madre del Sur y del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT), con rocas magmáticas de diferentes periodos geológicos, los sedimentos han sido modificados por eventos vulcanotectónicos y por cambios climáticos que han moldeado la configuración morfológica de la entidad. 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, Cinturón Volcánico Transmexicano en el que se inserta el corredor tarasco y altiplanicie mexicana (Garduño, 1999).

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 (calcoalcalino) y es congruente con la subducción de la placa de cocos. El fallamiento de la región se inserta dentro de un sistema de fallas que parten de un punto triple, donde el brazo oriente conforma el graben de Chapala-Cuitzeo que origina las cuencas lacustres de Chapala, Cuitzeo, Zacapu, Pátzcuaro y Zirahuén (Fig. 1) (Garduño, 1999).

7.1 CUITZEO

7.1.1 GEOGRAFÍA

La cuenca de Cuitzeo se localiza al norte del estado de Michoacán, presenta una extensión aproximada de 4,200 km². Con un perímetro de contorno aproximado a los 357 km (Fig. 2). La relación en tamaño de la cuenca y el lago corresponde a los 10:1 puesto que la extensión actual calculada para el lago es de 420 km². Este valor puede tener significado a nivel de los aportes de materiales al lago, los cuales pueden representar una alteración en la dinámica ecológica del mismo. Dichos aportes provienen de las partes altas que se erosionan de la cuenca, así como de los ingresos sólidos en suspensión de las aguas negras y descargas industriales.



Fig 2- Ubicación de los sitios de muestreo de la cuenca vulcanotectónica Cuitzeo.

El lago está situado a 29 km al norte de la ciudad de Morelia (Fig. 2). Se encuentra inmerso dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano (CTV) que cruza México a los aproximadamente 19° latitud N, dando lugar a un cinturón de altiplanicies volcánicas que datan del Mioceno superior teniendo mayores emisiones a partir del Pleistoceno (Garduño, 1992). Se considera que la actividad volcánica que dio origen a dicho cinturón cedió paso a la formación de valles, algunos de origen tectónico como son las depresiones de Chapala, Cuitzeo y Maravatio que a su vez permitieron la formación de lagos (Israde 1999), algunos de los cuales son o han estado cerrados hidrológicamente como el de Pátzcuaro (Metcalf y O'Hara 1992). El lago de Cuitzeo se encuentra dentro de los paralelos 19° 53'15" y 20°

04´34" latitud N y dentro de los meridianos 100° 50´20" y 101° 19´ 34" longitud O. Está catalogado como un lago tropical extenso (420 km²) muy somero, éste se encuentra a una altitud de 1820 m y está situado al S de la altiplanicie mexicana. Presenta 2 vasos principales E y O, los cuales anteriormente se conectaban entre sí por un paso de agua recientemente cerrada, cortándose el flujo E-O. Como consecuencia, el vaso O presenta un tirante de agua menor a 50 cm y es común en periodo de secas que llegue a la desecación.

El substrato lacustre está cubierto por un tular en las riberas E y O del lago, mientras que al S y O ésta vegetación cambia a pastizal halófilo inducido que se puede observar en pequeñas porciones de manera discontinua en La Presa, San Agustín del Maíz, San Cristobal, Mariano Escobedo y Dr. Miguel Silva.

7.1.2 DESCRIPCIÓN FÍSICA DE LA CUENCA Y VASO.

La cuenca de Cuitzeo tiene una forma oval oblonga que influye de manera determinante en la velocidad de sedimentación en el lago ya que los escurrimientos tardarán más tiempo en llegar a su punto de concentración, en tanto que en una cuenca de tipo redondo o circular, estos, tenderán a concentrarse más rápidamente. La elongación que la cuenca de Cuitzeo presenta es de 0.85, lo que se traduce como una cuenca de relieves y pendientes moderados. Los índices de compacidad y de elongación, junto con el gran tamaño de la cuenca, muestran que la dinámica de respuesta a las lluvias no es inmediata, de tal manera que en conjunto, la cuenca de Cuitzeo tiene una regular capacidad de respuesta a las lluvias intensas, lo que resulta en un tiempo de concentración bajo por lo que el agua tarda más tiempo en llegar a su parte central del lago (Pompa, 1995).

La disminución de la profundidad y volumen del cuerpo de agua puede deberse a la desigualdad entre los procesos de precipitación y evaporación, así como la disminución en el aporte de sus afluentes al utilizarse en la irrigación de cultivos y al creciente asolve causado por la deforestación de la cuenca. Para 1946 la profundidad media registrada fue de 4 metros, en 1976 de 2.25 metros, en 1979 se registra una profundidad máxima de 1.55 metros y en 1981 la profundidad reportada para el vaso O fue de sólo 20 centímetros (Alvarado *et al*, 1985).

7.1.3 GEOLOGÍA

El lago de Cuitzeo es de origen vulcano-tectónico, que es producto de la subducción oblicua de la placa de cocos por debajo de la norteamericana, este efecto ha provocado a nivel continental la formación de depresiones (grabens) en el que se han establecido lagos (Pasquaré *et al*, 1991).

En el área la mayor parte de los aparatos volcánicos comprenden andesitas seguidas por las riolitas. Alrededor del actual lago de Cuitzeo, estas rocas están cortadas por una red de fallas semi-verticales de orientación N60°E y N30°E, con bloques tiltados hacia el S (Garduño, 1992). Esta red es la responsable del hundimiento y formación del graben que actualmente encierra al lago de Cuitzeo; así como de la inclinación NO y SE de las mesas de ignimbritas en la región.

La edad de las ignimbritas y domos de lava que bordean la ribera del lago de Cuitzeo tienen un rango de edad entre 2.8 a 0.2 M.a. Estas rocas siempre descansan sobre las andesitas fechadas igualmente en 8 ± 2 M.a. correspondiendo al Mioceno medio a superior (Pasquare *et al*, 1991).

Las lavas andesíticas son anteriores al fallamiento E-O que originó el graben del lago de Cuitzeo y están cubiertas por rocas andesíticas de edad Pliocénica en la ribera septentrional.

Los depósitos lacustres y aluviales son abundantes, tal es el caso de la región del poblado de Charo, localizado en la ribera meridional del lago de Cuitzeo y al centro de la hoja Morelia, cuyos depósitos vulcano-sedimentario formados por una sucesión estratificada con capas a veces laminares de 2 a 10 cm de espesor y constituidas por arenas, limos, arcillas y conglomerados con intercalaciones de material volcánico. Los componentes de estos últimos son ceniza fina, lapilli, fragmentos de pómez y líticos de roca andesítica principalmente. El espesor de la sucesión vulcano-sedimentaria es de 50m (Israde, 1995).

Se observan algunas capas que contienen fragmentos de plantas (monocotiledoneas) además de restos de mamíferos que reflejan una fauna constituida por roedores, lagomorfos artirodántilos, perisodántilos y proboscídeos (Repening, 1962, Carranza-Castañeda, 1976). Se observa un incremento de aridez a partir del Blancano (4 750, 000 a 1 808, 000 años aP) hacia el Pleistoceno donde las praderas reemplazaron lentamente bosques subtropicales y sabanas en la región centro occidente de México donde hipsodontes reemplazan a los brachiodontes. Actualmente estos depósitos se encuentran a 200 m sobre el nivel del lago, lo que nos da una idea de la magnitud de los movimientos verticales que ocasionaron las fallas del Cuaternario en la parte central del país (Israde *et al*, 2010). La presencia de dicha fauna indica que ésta y otras regiones, como la del valle de México, tenían un ambiente de transición de bosque a sabana, con clima caluroso todo el año (Ferrusquia Villafranca *et al*, 2010).

La sucesión lacustre tuvo su origen en el Mioceno superior en el sector de Charo, es en este sector donde se observa el contacto entre las unidades volcánicas más viejas y los depósitos lacustres. La edad de las lavas es de 82 M.a. Hacia la cima de la sucesión, la secuencia se torna más limosa, presentando intercalaciones de materiales piroclásticos. Es en esta secuencia superior que se encontró fauna correspondiente al periodo Plioceno superior (Israde 1999).

Los volcanes más recientes son de tipo monogenético y de composición basáltica, un ejemplo de este tipo de vulcanismo se localiza en la parte suroriental del lago de Cuitzeo, donde unos 20 conos se alinean con una dirección N80°E, correspondiente a la falla que limita al graben que contiene dicho lago.

7.1 4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los anteriores productos volcánicos cubrieron la morfología recién edificada, pero poco después fue sometida a un fallamiento de tipo distensivo que produjo un denso sistema de fallas normales que define una estructura relacionado con la formación del graben de Cuitzeo, en cuyos lados se desarrolló una morfología de tipo dominó o escalonada. Esta dio origen a bloques con inclinaciones de 15 a 25° al NO en su parte septentrional, y al SO en la meridional del lago de Cuitzeo. En algunas ocasiones los bloques forman pequeños grabens y semigrabens que, en general, son las estructuras que favorecieron la formación del lago de Cuitzeo (Garduño *et al*, 1997).

Según Garduño *et al* (1997), el vaso fue definido como un lago tectónico y en la cuenca de Cuitzeo se identifican tres fases de deformación. La más antigua ocurre durante el Mioceno medio-tardío y

está caracterizado por fallas transcurrentes, con un desplazamiento lateral izquierdo y orientadas de manera E-O y NE-SO. Sucesivamente, estas estructuras fueron reactivadas por una fase de tectónica distensiva al NW-SE, que probablemente comenzó durante el Mioceno. Esta fase tardía también configuró la estructura distensiva orientada NE-SO. La última fase es responsable de la formación de varios de los vasos lacustres que se encuentran en la zona, algunos de ellos ya completamente secos y otros que aún conservan un espejo de agua, como lo son el lago de Chapala y el de Cuitzeo.

En el oriente de la región de Cuitzeo el graben es casi simétrico mientras que en el sector oeste la depresión constituye un medio graben con una inclinación que va de 10 a casi 30 grados hacia el sur siendo más pronunciada esta inclinación hacia el depocentro de la cuenca (Israde *et al*, 2010).

7.1.5 CLIMATOLOGÍA

La temperatura presente para el lago de Cuitzeo es de 18.7°C como media anual, con una máxima anual de 35.8°C y una mínima de -2.7°C. Los meses más calientes son abril, mayo, junio y julio. La precipitación registrada es de 772.6 mm anuales con una evaporación de 1639.8 mm. y 6 días de heladas (Lopez *et al*, 2002).

En el lago específicamente se presentan dos tipos de clima templado (según Köpen) como son: $Cw_0(w)$; correspondiendo a un clima templado subhúmedo con lluvias en verano y % de lluvia invernal menor al 5, siendo el menos húmedo. $Cw_2(w)$; clima templado subhúmedo, con lluvias en verano, % de lluvia invernal menor a 5, el más húmedo. Sin embargo dentro de la cuenca de Cuitzeo se registran diferentes tipos de climas. Para

la región N del lago está representado por un clima de tipo $Cw_0(w)$, es decir, clima templado subhúmedo, el más seco, con lluvias en verano, coeficiente P/T menor de 43.2 y lluvia invernal con respecto a la anual menor de 5%, con verano fresco y largo, el menos húmedo. Para la región E del lago se ha registrado un clima templado, húmedo con lluvias en verano, y % invernal mayor de 5. El tipo $C(w_1)(w)$ es el que predomina en el área, dominando las zonas centro, y norte de la cuenca (poblaciones de Morelia, Zinapécuaro, Indaparapeo, Charo y Cointzio). Este clima lo podemos describir como templado subhúmedo, con lluvias de verano, coeficiente P/T entre 55.0 y 43.2, y lluvia invernal con respecto de la anual menor de 5% y 10.2% de la precipitación total anual, verano fresco y largo, con temperatura media del mes más caliente menor a los 22°C.

La porción S de la cuenca de Cuitzeo se caracteriza por un clima de tipo $C(w_2)(w)$, teniendo influencia sobre las partes más altas de la cuenca, en la sierra de Mil Cumbres, este es un clima templado subhúmedo, el más húmedo con lluvias en verano, coeficiente P/T mayor de 55, lluvia invernal con respecto de la anual menor de 5% y 10.2% de la precipitación total anual, verano fresco y largo.

Dentro de la cuenca de Cuitzeo se tienen 16 estaciones climáticas, éstas están situadas en diferentes puntos y poblaciones inmersos en la misma cuenca.

7.1.6 HIDROGRAFÍA Y LIMNOLOGÍA

El lago de Cuitzeo pertenece a la región Hidrológica XII del sistema Lerma-Chapala-Santiago, actualmente el lago es endorreico, sin embargo en épocas históricas drenaba hacia Yuriria a través del canal de la Cinta. El lago es alimentado principalmente por el río Grande de Morelia, que es

el más importante de la zona. Este nace cerca de la cuenca de Pátzcuaro, siendo sus principales formadores el río Tirio y el río Tiripetio, corre de SO a NO, pasando por la ciudad de Morelia, donde recoge las aguas del río Chiquito, además de las descargas residuales industriales y domésticas, que desembocan en el actual lago de Cuitzeo (Ceballos *et al*, 1994). Otro afluente del lago es el río Queréndaro, que se origina en la presa Malpais, al cual se une el río Zinapecuaro y arroyos perennes, desembocando al sur del lago. El lago también es alimentado por diversos manantiales como los de San Agustín del Maíz, Agua Fría, San Pedro Puruátiro, Peñita, Huaniqueo y Camécuaro. Otros manantiales están localizados en las islas Tecuena y las Palmas así como los Puercos y poblados de Araró (aguas termales) también Huandacareo, Copándaro y San Juan Tararámeo (Ortega-Urrutia 1996).

La circulación de las aguas del lago presentan un recorrido en sentido E-O, en la primera zona se reciben las descargas de los principales afluentes, cuyo destino final es el O el que funciona como una fosa de acumulación (Ceballos *et al*, 1994).

7.1.7 EDAFOLOGÍA

Los suelos característicos de la cuenca integran vertisoles pélicos y en algunas zonas litosoles con abundantes arcillas como cementante. En el lago se presenta una porción de suelo de origen lacustre que va desde San Pedro de los Sauces, Tégaro, Álvaro Obregón y Cupatio, hasta las riberas del lago por el sureste y este. Una pequeña porción de este tipo de suelo se observa al norte de Cuitzeo del Porvenir. Al sur del lago desde Chehuayo Grande hasta San Juan Tararameo, parte de San Agustín del Maíz, Copándaro, Santa Rita y Congosio y al oeste desde el Gavilán, Murijo y al norte de Chucándiro.

Otros tipos de suelos encontrados en las riberas del lago son el solochak gleyco sódico de textura fina, en una porción del oeste, este y norte y en una pequeña porción al sur del lago. Vertisol pélico y litosol de textura fina, que tiene una dominancia significativa en la ribera del lago. litosol con feozem haplico de textura media en una pequeña porción del lado sur del lago en Chehuayo Grande y Chehuayo Chico, al norte aflora al noreste de Capacho (DETENAL, 1979).

7.2 ZACAPU

La cuenca de Zacapu está situada a 1980 msnm 19°51'N y 101°40'O, se encuentra dentro de la zona de depresiones lacustres del CVT y cubre un área de 335 km² (Fig. 3). Su formación está relacionada con el desarrollo de tectónica distensiva en posición tras arco, desde el Plioceno superior-Pleistoceno (3-1 Ma).

El piso de la cuenca esta relleno de depósitos aluviales así como de sedimentos lacustres que pueden ser en general divididos en dos secciones: La porción oriental situada entre 1973 y 1976 msnm que consiste principalmente de pantanos mientras que la zona oeste, se asocia a flujos de lava del Holoceno temprano y se encuentra 10 metros más alto que la anterior conocida como "las Lomas". Esta última fue el foco de los establecimientos humanos del periodo Clásico (300 dC a 900 dC) y Posclásico (900 a 1521 dC).

En 1983-1986 se realizaron excavaciones en "las Lomas" ubicadas en la parte occidental de la cuenca lacustre de Zacapu, Michoacán (Fig. 3). Las Lomas son pequeñas elevaciones que emergieron de los grandes pantanos de la "Ciénega de Zacapu". Dicha ciénega fue drenada hacia

1900, los trabajos arqueológicos han revelado una ocupación densa en “las Lomas” durante los primeros nueve siglos d.C., pero no ha sido posible reconstruir el entorno palustre-lacustre.

La cuenca de Zacapu se menciona varias veces en la “Relación de Michoacán” conjunto de relatos dictados hacia 1540 a un religioso por varios miembros de la élite tarasca. Según esta fuente Zacapu es el lugar que presencié los primeros episodios de la formación del estado tarasco, antes de la fundación de las grandes capitales en la cuenca vecina, la de Pátzcuaro.

La actual ciudad de Zacapu está situada en el lugar del asentamiento prehispánico, aunque un poco más cerca de la ribera en contacto con cuatro medios naturales muy contrastados: el malpaís, la vertiente suroeste de la cuenca, el lago y las Lomas, al fondo de la cuenca.

La laguna de Zacapu es alimentada por el gran manantial del malpaís que brota de las lavas del complejo basáltico de Copaxtiro, tiene una profundidad de 14 m y está localizado a unos cuantos metros por encima del nivel de la ciénega.



Fig 3-Ubicación de los sitios de muestreo de la cuenca Vulcano-tectónica Zacapu.

7.2.1 GEOGRAFÍA

La cuenca de Zacapu abarca una superficie de 355 km², de los que 261 km² están ocupados por sedimentos lacustres (Metcalf, 1988). Es de origen volcánico y el endorreísmo relativo que la caracteriza está también vinculado al vulcanismo local. El río Angulo la drena con dificultad, al noroeste la conecta con la depresión del río Lerma.

La sierra tarasca culmina localmente a los 3365 m en el cerro Tecolote, al suroeste, y a los 3100 m en el cerro Tule, al oeste de Zacapu. Entre el Tule y la antigua ribera oeste se extiende el malpaís que domina a la cuenca desde sus 100 a 200 m de altitud. Al norte del malpaís, los relieves de la sierra del Caurio descienden y se abren en múltiples y

pequeñas depresiones. Al noroeste, el cerro Brinco del Diablo limita al exutorio de Villa Jiménez a 2540 m de altitud. Las altitudes de la cubeta lacustre occidental fluctúan alrededor de la cota 1980 m. los sectores ribereños bajan en una pendiente suave hacia la ciénega con una anchura de 1 a 4 km. Al noreste de la cuenca se agrupan islas y penínsulas frente a Villa Jiménez, se trata de eminencias rocosas de suelos muy erosionados, que no alcanzan más de 40 o 50 m de alto sobre el fondo de la cuenca, de ellas se diferencia notablemente el sector llamado "las Lomas", el relieve es ligeramente ondulado, desprovisto de afloramientos rocosos.

7.2.2 GEOLOGÍA

Las características geológicas de la cubeta lacustre están determinadas por su pertenencia al CVT (Demant, 1981). Estratigráficamente, se suceden las lavas neógenas, formadas por rocas del Mioceno al reciente, con dominio de lavas, brechas, tobas basálticas y andesíticas, que afloran en conjunto con cenizas volcánicas, turbas y depósitos lacustres de la ciénega.

En las Lomas, Metcalfe y Harrison (1985) describen depósitos lacustres compuestos por diatomitas, arenas, turbas orgánicas y depósitos coluviales y aluviales arcillosos resultado de la alteración local de las diatomitas-cineritas lacustres subyacentes, en condiciones de submersión. Se presentan aportes de materiales coluviales procedentes de las riberas oeste. Las diatomitas-cineritas subyacentes están intercaladas con delgados estratos de cenizas volcánicas grises o negras, en una estratificación a menudo compleja, desordenada y fragmentada por múltiples microfallas lo que sugiere que la tectónica vinculada con el vulcanismo regional es aún activa.

Cabe mencionar que en las formaciones arcillosas de la cima de las sucesiones lacustres se encuentran vestigios antrópicos.

7.2.3 CLIMATOLOGÍA

En la cuenca, el clima es templado, moderadamente húmedo, con lluvias de verano (Sistema Köppen: CWba, C(w2)w, C(w1)w). Labat lo define como bioclima tropical de temporada seca con dos variantes: la del sur de la cuenca, que es un poco más fría que la del norte (11°-14°, en los meses más fríos, contra 14°-17°). En la estación de Zacapu la temperatura media anual es de 16°; la mínima extrema es de 5° bajo cero, en enero, y la máxima extrema de 37°, en abril (SARH, 1986).

Las precipitaciones anuales están comprendidas entre 700 y 1000 mm, con una mínima de 433 mm en 1945, y una máxima de 1300 mm, en 1967, año de la última gran inundación en la ciénega.

Se presentan lluvias de mayo a octubre, con una máxima en junio-julio; 50% del total anual que cae entre junio y septiembre. La temporada seca dura 7 meses. La evaporación total mensual es de 1829.10 mm (SARH, 1986). Una de las características más importantes del clima local es la frecuencia de las heladas: 35 días de helada al año como promedio, repartidos entre octubre y marzo (en 1986, heló entre el 20 y el 23 de marzo). Los cultivos actuales de la ciénega y de las Lomas están particularmente expuestos a las heladas.

Los vientos dominantes soplan del suroeste, salvo en enero y febrero, meses durante los cuales se vuelven al noreste.

La mayoría de la vegetación de pino y encino de las pendientes de la cuenca ha desaparecido. El piso de la cuenca es ahora utilizado para cultivar maíz.

7.2.4 HIDROGRAFÍA Y LIMNOLOGÍA

La cuenca de Zacapu pertenece al sistema de drenaje del río Lerma, cuyo afluente es el río Angulo, con manantiales en Zacapu cuyo caudal es de 2000 litros por segundo (Blásquez y Lozano, 1946), mientras que otros manantiales menos abundantes existen también en la base oriental de las lavas del malpaís, así como en las antiguas riberas e islas. Se observan fuentes termales en Tarejero, Bellas Fuentes y Cortijo Nuevo.

El fondo de la cuenca se sitúa actualmente a 1975 msnm. El exutorio ha sido intensamente modificado por el hombre desde 1900. Por lo tanto no es posible determinar la base del fondo de la ciénega, previa a su apertura. Lo más probable es que ese drenaje natural no tuviera condiciones para estabilizar efectivamente el nivel de los pantanos, que variaba en función de la abundancia de las lluvias.

El pequeño lago llamado "laguna de Zacapu" se encuentra en plena fase de eutrofización desde el siglo XIX, está situado al norte de la ciudad, forma una subcuenca interior, situada a 2-4 m por encima de la ciénega. El análisis de los sedimentos lacustres anteriores a la fase de eutrofización indican condiciones lacustres estables: escasos materiales alóctonos y una considerable producción de diatomeas, características de un pantano abierto, relativamente profundo, que no ha sufrido fluctuaciones importantes durante los últimos cuatro milenios, con excepción de un episodio de aguas bajas, hacia 1000 aP (Metcafe, 1992).

Los conjuntos de diatomeas son específicos de la laguna y no existen en los sedimentos de la ciénega, lo que confirma que las condiciones limnológicas eran diferentes en el pequeño lago y en los pantanos (Arnauld, 1997).

7.2.5 EDAFOLOGÍA

Los suelos negros de la ciénega están clasificados como "histosoles" o suelos hidromorfos orgánicos, y los suelos color café de las Lomas, como "feozems" o suelos isohúmicos tropicales. En la ciénega, los suelos pertenecen a la serie de Zacapu. Están condicionados por pendientes inferiores al 2%, un drenaje superficial muy lento y la presencia actual del manto freático a menos de 0.60 m de profundidad en temporada de lluvias, y a 1.50-2.00 m en temporada seca. Estos suelos son jóvenes, de génesis lacustre-aluvial, de textura franca a franca-arcillosa y de elevado contenido orgánico (25-50%); el pH es de 7.2 a 7.5. Son ricos en calcio, magnesio y potasio, y pobres en fósforo. La serie Zacapu es evidentemente muy fértil, pero el drenaje plantea serios problemas ya que es muy lento.

El drenaje en las Lomas es más efectivo que en la ciénega y la capa freática es más profunda, la génesis de los suelos de las Lomas está vinculada a los procesos de alteración de los materiales lacustres y cineríticos. Presentan una textura fina arcillosa, con escaso contenido de materia orgánica (5% como máximo) y un pH de 7 a 7.8, son fértiles y bien drenados. En las Lomas se encuentran arenas expansibles: la capa arcillosa color café tiende a contraerse y a adquirir fisuras verticales en más de 1 m de profundidad, poco después de estar expuesta al aire, estas arcillas provocan desplazamientos del material arqueológico tanto vertical como horizontal.

La presencia de torbellinos causan importantes pérdidas de suelo por erosión eólica, que desplaza toneladas de suelos (Arnauld, 1994).

8. MARCO CONCEPTUAL

Los estudios paleoambientales y paleoclimáticos se integran a través del uso de diferentes técnicas de estudio que analicen los distintos aspectos físicos, químicos y el contenido de macro y microfósiles. Requieren de una estrategia inter- y multidisciplinaria, para hacer una evaluación acertada de las complejas variaciones naturales en los sistemas sedimentarios (Metcalf *et al*, 1991; Lozano *et al*, 1993).

Los sedimentos de un lago se forman de la acumulación de materiales arrastrados (alóctonos) y de materiales producidos en la misma masa de agua (autoctonos), minerales (evaporitas, arcillas, limos, arenas, fragmentos de roca) y orgánicos (organismos animales y vegetales muertos, excrementos). 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 su memoria. 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).

A continuación se describen los principios de los métodos utilizados en este estudio.

8.1 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Parametro magnético recientemente desarrollado para análisis paleoambientales. A nivel microscópico este fenómeno puede asociarse a la orientación de todos los pequeños campos magnéticos que presentan los átomos y las partículas, que normalmente están distribuidos al azar, de forma que todos ellos quedan colocados de forma natural paralela al citado campo (magnético). La susceptibilidad magnética es sencillamente el grado de magnetización de un material, en respuesta a un campo magnético.

Se entiende por susceptibilidad magnética la medida de la facilidad con la cual un material se magnetiza, (Thompson y Oldfield, 1986) y se sabe que la susceptibilidad aparente es proporcional a la cantidad de minerales magnéticos presentes en la muestra.

Los estudios de propiedades magnéticas en sedimentos lacustres son importantes fuentes de información en investigaciones palinológicas, micropaleontológicas y paleoambientales.

Cuando en un perfil la susceptibilidad magnética muestra variabilidad de las concentraciones de minerales magnéticos a lo largo de la secuencia así como varias zonas o ciclos donde aumenta y disminuye a lo largo del tiempo, indica periodos con condiciones oscilantes, donde pudo ir aumentando y disminuyendo paulatinamente la erosión y arrastre superficial de sedimentos que frecuentemente están asociados con decrementos en la cobertura vegetal en los alrededores de la cuenca y por ende con condiciones climáticas más secas (Lozano-García *et al*, 2010). El

elevado contenido de arena es interpretado como indicador de energía alta del ambiente de depósito por lo que los picos de arena (facies) se interpretan como tormentas. (Ortega *et al*, 2010).

Thompson y colaboradores (1975) consideran que aumentos en los valores de la susceptibilidad magnética indican procesos de erosión, en donde la acumulación de minerales magnéticos es debida a una reducción de la cobertura vegetal, pobre desarrollo de la cubierta vegetal, o lluvias intensas u otros fenómenos naturales tales como inestabilidad de los suelos y soliflucción así como tsunamis o deslizamientos de masas.

Cuando se presenta una cubierta boscosa que se asocia generalmente a suelos maduros tendremos valores bajos de susceptibilidad magnética. Describen e interpretan la susceptibilidad magnética en función de la temperatura y la susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia (Tabla 1).

PARÁMETRO	INTERPRETACIÓN
Susceptibilidad magnética (κ en unidades de volumen, o χ en unidades de masa específica).	Es la suma de la contribución de los minerales ferrimagnéticos χ_f (Ti-magnetitas, Ti-maghemitas, pirrotita), paramagnéticos χ_p (piroxenos, anfíboles, olivinos, biotitas, pirita, siderita, etc.) y diamagnéticos χ_d (cuarzo, calcita, feldespatos, etc.). Debido a la baja magnetización intrínseca de minerales antiferrimagnéticos (hematitas, goethita), es una medida de la concentración de minerales ferrimagnéticos. Es altamente dependiente de los tamaños de grano, aumenta en presencia de granos SP (superparamagnéticos) y en granos MD (multidominio), reflejan principalmente cambios en la concentración de minerales ferrimagnéticos, ya que éstos tienen mayor magnetización intrínseca que los antiferrimagnéticos.

Susceptibilidad magnética en función de la temperatura $\chi(T)$	Durante el calentamiento, los minerales pierden su susceptibilidad magnética (χ) a temperaturas características, la temperatura de Curie T_c , que ayudan a su identificación. P. ej., 580 °C para magnetita pura, 670 °C para hematita.
Susceptibilidad magnética dependiente de la frecuencia ($\chi_{df}\%$, o χ_{df}°)	Indica la presencia de granos SP, en donde $\chi_{df} < 2\%$: contenido SP < 10%; $\chi_{df} 2 - 10\%$: mezcla de SP y granos gruesos; $\chi_{df} 10 - 14\%$: contenido SP > 75 %.

Tabla1-Resumen de parámetros de susceptibilidad magnética y su interpretación (Thompson y cols. 1975).

Los materiales magnéticos son derivados de diferentes fuentes y procesos asociados a la interacción entre la atmósfera, litósfera, hidrósfera y biosfera (Vázquez-Castro, 2004), dando lugar al depósito de los mismos en diferentes ambientes, y a procesos postdeposicionales que pueden modificar a estos minerales (Fig. 4).

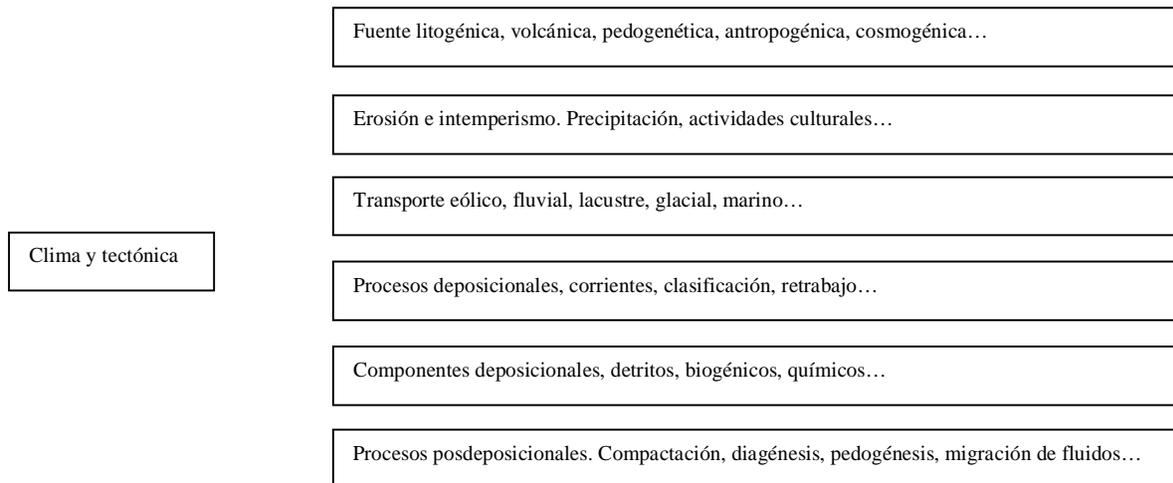


Fig. 4. Fuentes de minerales magnéticos y fuerzas que controlan su ciclo en los sistemas naturales terrestres (Verosub y Roberts, 1995 en Vázquez-Castro, 2004).

Se reconocen tres tipos principales de materiales magnéticos:

1) Los ferromagnéticos y ferrimagnéticos; aquellos que sujetos a la acción de un campo magnético pueden, después de remover el campo, retener algo de su magnetismo adquirido.

-Oxihidróxidos: goethita (αFeOOH).

-Sulfuros: pirrotita (Fe_7S_8), greigita (Fe_2S_4).

-Óxidos: magnetita (Fe_3O_4), titanomagnetita ($x\text{Fe}_2\text{TiO}_4 (1-x) \text{Fe}_3\text{O}_4$), hematita ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$), titanohematita ($x\text{FeTiO}_3 (1-x) \text{Fe}_2\text{O}_3$), maghemita ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$) y titanomaghemita ($x\text{FeTiO}_3 (1-x) \text{Fe}_2\text{O}_3$).

2) Los paramagnéticos, cuyo comportamiento magnético puede ocurrir cuando átomos individuales, iones o moléculas, poseen un momento dipolar magnético permanente, originándose una magnetización positiva que se pierde una vez que el campo magnético desaparece. Muchos minerales naturales como el olivino, los piroxenos, el granate, la biotita y los carbonatos de fierro y manganeso son paramagnéticos.

-Silicatos: biotita, piroxeno, anfíbol, olivino.

-Sulfuros: pirita.

-Óxidos: ilmenita.

-Arcillas: siderita.

3) Los diamagnéticos, cuya propiedad magnética fundamental se debe a la acción del campo magnético aplicado con el movimiento orbital de los electrones, que origina una magnetización negativa, misma que se mantiene en tanto permanezca el campo magnético. El cuarzo, los feldespatos, la calcita y el agua tienen un comportamiento diamagnético (Thompson y Oldfield, 1986).

Entonces:

- Cuando χ_m es positivo (mayor a 0), decimos que el material en el cual aparece la magnetización es llamado paramagnético.
- Cuando χ_m es igual a cero, tenemos el vacío.
- Cuando χ_m es negativo (menor a 0), el material es llamado diamagnético.
- Cuando χ_m es $\gg 1$, entonces es llamado ferrimagnético.

Los minerales magnéticos presentes en los sedimentos lacustres son de varios tipos y orígenes:

1) Minerales magnéticos autigénicos, formados por procesos químicos o biogénicos *in situ*, después del depósito de los sedimentos.

2) Minerales magnéticos diagenéticos, resultantes de la transformación de minerales magnéticos o no magnéticos, ya existentes, a nuevos tipos magnéticos.

3) Minerales magnéticos alogénicos, que llegan de fuera, acarreados de fuera por erosión y transporte.

La mayor parte de minerales en lagos son de origen primario (alogénicos), aunque en algunos casos es difícil descartar un origen autigénico o diagenético (por ejemplo la hematita y la magnetita). Sin embargo, numerosas evidencias circunstanciales apuntan hacia un origen predominantemente alogénico. Estas evidencias son:

-Concentraciones mayores de minerales magnéticos en las orillas de los lagos.

-Relaciones directas entre la concentración de los minerales magnéticos y otros indicadores paleoecológicos como la aceleración en el aporte de los sedimentos.

-Relaciones claramente establecidas entre sedimentos y fuente de aporte en la cuenca en numerosos lagos.

-Correlación precisa de variaciones mineralógicas recientes con eventos bien documentados en la cuenca (Vázquez-Castro, 2004).

Todos los tipos de minerales magnéticos encontrados contribuyen al registro sedimentario; sin embargo, solo en circunstancias específicas el aporte puede ser significativo como en los casos de actividad volcánica o tectónica, de combustión de material fósil y de incendios forestales y de sequía extremas.

En muchos lagos la disolución de minerales es un proceso común y debe ser evaluada tanto para investigar los efectos del decremento de remanencia magnética en los sedimentos, como para investigar cambios en las condiciones paleoambientales de depósito. Las fases magnéticas están ligadas íntimamente a la secuencia natural de reacciones relacionadas a la descomposición de la materia orgánica. En sedimentos depositados lentamente con bajos contenidos de materia orgánica pueden formarse óxidos e hidróxidos de Fe y Mn, ocultando la fracción detrítica (Henshaw y Merrill, 1980). En condiciones de sedimentación rápida y alta concentración de materia orgánica, se precipitan óxidos de Mn y se presenta la formación de magnetita biogénica (Karlin *et al*, 1987 en Vázquez-Castro, 2004).

8.2 DIFRACCIÓN DE RAYOS X

Es uno de los métodos más importantes en los estudios realizados del área de ciencias de la tierra; se basa en la difracción de un haz de rayos X que inciden sobre cristales del material analizado.

Los rayos X son producidos por la excitación de los electrones más cercanos al núcleo atómico. 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. Este método puede ser aplicado en sustancias mono o policristalinas.

El método de DRX se basa en el principio de que los rayos X son una forma de radiación electromagnética de elevada energía y pequeña longitud de onda; del orden de los espacios interatómicos de los sólidos. Cuando un haz de rayos X incide en un material sólido, parte de este haz se dispersa en todas direcciones a causa de los electrones asociados a los átomos o iones que encuentra en el trayecto, pero el resto del haz puede dar lugar al fenómeno de difracción de rayos X, que tiene lugar si existe una disposición ordenada de átomos y si se cumplen las condiciones que vienen dadas por la ley de Bragg que relaciona la longitud de onda de los rayos X y la distancia interatómica con el ángulo de incidencia del haz difractado.

Si no se cumple la ley de Bragg, la interferencia es de naturaleza no constructiva y el campo del haz difractado es de muy baja intensidad.

Estos rayos tienen la capacidad para penetrar en la sustancia y refractarse desde los planos atómicos de la red cristalina, tienen longitudes de onda de Angstroms, del mismo orden que las distancias interatómicas de los componentes de las redes cristalinas. 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, por lo que la aplicación fundamental de la DRX es la

identificación cualitativa de la composición mineralógica de una muestra cristalina.

Los rayos X al ser irradiados sobre la muestra a analizar se difractan con ángulos que dependen de las distancias interatómicas. Para ello es aplicable la ley de Bragg: $n\lambda = 2d \cdot \sin \theta$, en la que “d” es la distancia entre los planos interatómicos que producen la difracción.

El registro de los rayos X difractados se hace por un fotomultiplicador electrónico y se escribe en la banda de un autoregistrador en forma de un difractograma o patrón de difracción. Los patrones de DRX 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 por el comité unido de estándares de difracción de polvo.

La difracción de rayos X es una técnica versátil, no destructiva, y analítica para la determinación de composición, fases, estructura, textura y tensiones que pudieran estar presentes en materiales sólidos, polvos o líquidos, Boyle (2001), analiza un amplia gama de materiales, incluso fluidos, metales, minerales, polímeros, catalizadores, plásticos, productos farmacéuticos, recubrimientos de capa fina, cerámicas y semiconductores.

8.3 DIATOMEAS

En los depósitos lacustres de México y de otras regiones generalmente encontramos material silíceo que incluye cenizas volcánicas

y diatomitas constituídas por acumulaciones de frústulas de diatomeas. Las diatomeas son algas microscópicas pertenecientes a la división Chrysophyta. Estas algas producen frústulas de sílice, las cuales se conservan a través del tiempo y por su sensibilidad a los cambios en su entorno (físico o químico) se utilizan como indicadores ambientales (Metcalf, 1994) y para reconstruir paleoambientes (Israde, 1995), el estado de Michoacán, cuenta con algunos estudios relativos a los depósitos lacustres, el lago de Pátzcuaro fue el primer objeto de estudios palinológicos y sedimentológicos de México (Bradbury, 1982; 2000), Cuitzeo (Israde *et al*, 2001) y Zacapu (Metcalf y O'Hara, 1992; Ortega *et al*, 2002).

Las especies de diatomeas comúnmente son agrupadas por sus preferencias de hábitat. Especies epifitas y aerófilas indican una columna de agua superficial en comparación con taxas planctónicos y ticoplanctónicos que se desarrollan en columnas de aguas poco profundas (Bradbury, 2000; Ortega *et al*, 2010).

8.3.1 ECOLOGÍA DE LAS DIATOMEAS (Gasse, 1980).

Existen muchos factores que determinan el tipo y la abundancia de la flora diatomítica, las variaciones de profundidad y extensión del medio lacustre influyen de manera determinante en el modo de vida de las especies que sean encontradas.

A) Diatomeas indicadoras de un ambiente lacustre.

-Diatomeas euplanctónicas. Son aquellas que viven normalmente en suspensión en las aguas y son transportadas por las corrientes, es decir son independientes de todo sustrato. P. ej., *Aulacoseira sp*, *Stephanodiscus sp*, etc.

-Diatomeas planctónicas facultativas, Meroplanctónicas o Ticoplanctónicas. Agrupa aquellas especies que son capaces de vivir indiferentemente en un sustrato sumergido o en plena agua (ticoplanctónicas) o bien que cambian de hábitat durante su ciclo de vida (meroplanctónicas). Estas especies son abundantes en el plancton de extensiones de aguas poco profundas y en el plancton litoral de los grandes lagos. P. ej., *Fragilaria sp*, *Cyclotella sp*, etc.

B) Diatomeas indicadoras de fases de bajo nivel lacustre.

-Diatomeas perifíticas. Viven en los fondos de bajos niveles lacustres, pudiendo ser incluso en objetos sumergidos. Entre ellas, se distinguen a las bénticas, que se desarrollan en la base (especies epipelágicas) o en las rocas (especies epilíticas). P. ej., *Aulacoseira sp*, *Fragilaria sp*, *Cymbella sp*, *Synedra sp*, *Stauroneis sp*, *Gomphonema sp*, etc.

-Diatomeas epifíticas. Viven en las plantas, las epidéndricas en la madera. Y para especies indiferentes, o de hábitat mal conocido, o bien que no pueden ser clasificadas, simplemente se utiliza un término impreciso, como litorales o perifíticas. P. ej., *Cocconeis sp*, *Achnantes sp*, *Navicula sp*, *Amphora sp*, *Gomphonema sp*, *Epithemia sp*, etc.

-Diatomeas aerófilas facultativas. Son capaces de soportar estados de inmersión y de vivir indiferentemente en medios ya sea aéreos o acuáticos. De cualquier manera las aerófilas se desarrollan mejor en los sustratos no sumergidos como el suelo húmedo, los musgos o en las rocas salientes de las orillas de cuerpos de agua, su presencia nos indica fases de desecación o bien periodos de areación. P. ej, *Hantzchia sp*.

8.3.2 VARIABLES AMBIENTALES REUNIDAS POR LOWE 1974

Espectro de pH	Acidobiótico	Menos de 5.5
	Acidófilo	Menos de 7
	Neutral	Alrededor de 7
	Alcalífilo	Sobre 7
	Alcalibiótico	Aguas alcalinas >7
Espectro de nutrientes	Eutrófico	Alto
	Mesotrófico	Moderado
	Oligotrófico	Bajo
	Distrófico	Rico en M.O
Espectro de salinidad (conc. de sales mg/l)	Polihalobio	Sobre 40,000
	Euhalobio	Formas marinas 30,000 a 40,000
	Mesohalobio -Rango alfa -Rango beta	Formas de aguas salobres 500 a 30,000 -10,000 a 30,000 -500 a 10,000
	Oligohalobio -Halófilo -Indiferente -Halófobo	Formas de agua dulce menores de 5,000 Estimulado por pequeñas concentraciones Tolerantes a pequeñas concentraciones No tolerante a pequeñas concentraciones
	Eurihalobio	Amplio rango
Espectro saprobio (Nitrógeno heterófico)	Polisaprobio	Zona de degradación, putrefacción, oxígeno ausente.
	Mesosaprobio -Rango alfa -Rango beta	Zona donde hay oxidación desechos org. -Contaminación fuerte en forma de aa. -Contaminación en forma de compuestos de amonio.
	Oligosaprobio	Zona de biodegradación de compuestos completa.
	Saprobífilo	Aguas contaminadas y hábitat con

		aguas limpias.
	Saproxeno	Hábitat con aguas limpias y con contaminación.
	Saprofóbico	Aguas que no están expuestas a contaminación.
Espectro de corriente	Limnobiótico	Solo aguas estancadas.
	Limnófilo	Aguas estancadas, pueden estar en aguas corrientes.
	Indiferente	Común en aguas con flujos y estancadas.
	Reófilo	Aguas corrientes, puede estar en aguas estancadas.
	Reófilo estricto	Solo en aguas corrientes.
Habitat general	Marino	Océanos y mares.
	Estuario	Estuarios y hábitat de aguas salobres.
	Lago	Cuerpos continentales de aguas estancadas.
	Poza	Pequeños cuerpos de aguas estancadas.

Tabla 2- Variables ambientales y preferencias ecológicas de las diatomeas (Lowe, 1974).

8.3.3 EXIGENCIAS Y TOLERANCIAS DE LAS DIATOMEAS RESPECTO A LA TEMPERATURA DEL MEDIO.

Se cree que la temperatura influye de manera determinante en las asociaciones de diatomeas (Gasse, 1980), sin embargo y a pesar de la importancia de esta para las interpretaciones paleolimnológicas, la manera directa en que influye es aún poco conocida.

Para Hutchinson 1967, (en Gasse, 1980) la temperatura no influye de manera independiente a otros factores ecológicos, como por ejemplo la salinidad. También la radiación solar incidente provoca un cambio en la temperatura de las aguas superficiales, lo que resulta en una estratificación térmica. Dicha estratificación puede causar la mezcla de aguas de una profundidad a otra y por lo tanto modificar la turbidez y el contenido de materia disuelta en el cuerpo de agua y por lo tanto cambios en la distribución y composición de las algas.

La biocenosis responde simultáneamente a fluctuaciones de estos parámetros fisicoquímicos y el efecto directo de la temperatura es de hecho difícil de entender por sí solo. La complejidad de este problema ha llevado a algunos autores a negar la influencia de la temperatura en las asociaciones de las diatomeas. Por ejemplo Cholnoky 1968 (en Gasse, 1980) piensa que las diferencias de temperatura, no ejercen alguna influencia, o en todo caso mínima en el desarrollo de las diatomeas. Para él, el efecto de los factores químicos (pH, oxígeno disuelto, salinidad, etc.) han sido confundidos con los efectos de las temperaturas. Sin embargo, si se consideran los medios de aguas dulces poco particulares, las diatomeas parecen sensibles al factor temperatura. Así algunos autores han intentado revelar la temperatura óptima para el desarrollo de cada especie y las variaciones de la misma que son capaces de soportar.

Lowe (1974), propone una clasificación de diatomeas basada en la temperatura óptima y las variaciones en temperatura que toleran las diferentes especies:

-Eutérmicas o termófilas: formas de agua cálida, viven normalmente a temperaturas mayores a 30°C.

-Mesotérmicas: formas de agua templada que viven normalmente a temperaturas que oscilan entre los 15 y los 30°C.

-Oligotérmicas: formas de aguas frías, que viven habitualmente entre los 0 y 15°C.

-Estenotérmicas: no toleran variaciones de temperaturas mayores a los 5°C.

-Metatérmicas: soportan variaciones de temperatura de entre los 5 a los 15°C.

-Euritérmicas: soportan variaciones de temperatura mayores a los 15°C.

8.3.4 LAS VARIACIONES DE SALINIDAD DEL MEDIO (pH).

El papel del pH y su influencia en las comunidades de la flora diatomítica ha sido reconocido desde hace mucho tiempo, al grado de que realizaron una clasificación basada en 5 principales grupos y según el pH de las aguas en las que ellas se encuentren.

1.-Alcalibiontes: diatomeas encontradas solamente en medios de pH mayor a 7.

2.-Alcalífilas: diatomeas encontradas en pH cercano a 7, pero que su desarrollo óptimo es un pH mayor a 7.

3,-Indiferentes: diatomeas cuyo desarrollo óptimo se sitúa en pH 7.

4,-Acidófilas: diatomeas que se encuentran en pH cercano a 7, pero que su desarrollo óptimo es en un pH menor que 7.

5.-Acidobiontes: Encontradas a pH 7, pero su óptimo desarrollo es en pH 5.5.

Este sistema de clasificación ha sido altamente criticado, ya que el término "indiferentes al pH" empleado por Hustedt, debería denominarse neutrófilas (Gasse, 1980).

8.3.5 DIATOMEAS, SÍLICE Y PROFUNDIDAD

Muchas investigaciones han demostrado una fuerte variación en la composición de la flora algal en comunidades de diatomeas dependiendo de la profundidad en un lago (Brugam *et al*, 1998).

Un problema con el uso de grupos de diatomeas fósiles como indicadores de la profundidad lacustre es que la distribución de diatomeas en la columna de agua es controlada por una compleja interacción entre la distribución de macrofitas acuáticas, diatomeas y la claridad del vaso lacustre (Brugam *et al*, 1998). La distribución de muchas especies de diatomeas bénticas y epifíticas son controladas por la distribución de macrofitas acuáticas sobre las que viven y la distribución en la profundidad de diatomeas y macrofitas es controlada por la claridad o turbidez de la columna de agua. En aguas turbias o con grandes cantidades de materia orgánica la distribución en la profundidad de especies bénticas y epifíticas serán menos profundas (alcanzarán profundidades menores) que en aguas menos turbias (Brugam *et al*, 1998).

El tamaño de los granos de sedimentos, las especies de diatomeas, y los nutrientes responden al aumento de los niveles del lago, conforme aumentó o disminuyó el nivel lacustre se encuentran sedimentos más finos o más gruesos y los porcentajes de diatomeas son mayores o menores de los diferentes taxas, los cuales son asociados a condiciones de la termoclina que ocurrió durante períodos de un lago determinado (Wolin *et al*, 1996).

Dentro de un lago, la productividad en diatomeas depende entre otros factores de los contenidos y aportes de sílice en el medio, de una forma que sea utilizable para las diatomeas, es decir en forma soluble Si(OH)_4 . Por otro lado se conoce que el contenido de sílice en las células de

diatomeas está definido en función de la especie, del conjunto de condiciones ecológicas así como del estado en el que se encuentre respecto a su ciclo de vida (Gasse, 1980).

Las células de las diatomeas necesitan como nutriente esencial el ácido silícico para formar una estructura llamada frústula compuesta de sílice hidratada amorfa cuya fórmula general es $[\text{Si}_n\text{O}_{2n-(nx/2)}\cdot(\text{OH})_{nx}]$. La sílice amorfa es un componente esencial de la pared celular de las diatomeas, por ello la disponibilidad de silicio es un factor clave en la regulación del crecimiento de las diatomeas.

En grandes zonas de los océanos el ácido silícico puede ser el nutriente limitante (por ej., en la zona ecuatorial del Océano Pacífico, Dugdale y Wilkerson, 1998). Las diatomeas tienen sus membranas formadas por una matriz orgánica, con pectinas y rica en aminoácidos relacionados con la hidroxilisina, fuertemente incrustada de sílice hidratada.

La cantidad del depósito, o sea, la robustez de la frústula, depende en gran parte del silicio disponible. Abundantes especies de diatomeas pueden seguir multiplicándose en medios con escaso sílice, pero en este caso sus membranas resultan blandas y deformables. Algunas especies de diatomeas no pueden sobrevivir por debajo de ciertas concentraciones de sílice (Ramírez *et al*, 2007).

El conjunto de los procesos de silicificación incluye el transporte de silicio de un lado a otro del plasmalema y después a través del citoplasma hasta el lugar de polimerización en la vesícula de deposición de sílice. En las diatomeas se han identificado muchos tipos de genes relacionados con

el transporte de ácido silícico, pero su mecanismo de transporte intracelular es todavía desconocido. El metabolismo de sílice en las diatomeas es diferente del de otros nutrientes limitantes como nitrógeno y fósforo, los cuales están estrechamente relacionados con el metabolismo fotosintético (Martín-Jézéquel, 2000).

El sílice en las diatomeas se deposita en sus paredes celulares en forma de ópalo. A consecuencia de esta absorción biológica, la concentración de silicio (Si) en las aguas superficiales es muy baja, generalmente menor de 2 μM . A nivel global, la captación de Si por diatomeas es 6.10¹⁵ g (Nelson *et al*, 1995). Con la muerte de las diatomeas, la mayor parte del ópalo se disuelve y el Si se recicla en las aguas superficiales. La concentración de Si aumenta con la profundidad, pero la disolución de ópalo depende de la temperatura, por lo que la tasa de disolución es bastante baja en el océano profundo (Honjo *et al*, 1982). La concentración media en las aguas profundas es de unos 70 μM .

En las diatomeas marinas el transporte de silicio es dependiente del sodio, y tiene características de tipo simporte sodio/ácido silícico (Bhattacharyya y Volcani, 1980). El mecanismo de simporte es el transporte simultáneo a través de la membrana celular de dos sustratos en la misma dirección, por un mismo transportador sencillo. Además, para este transporte se requiere energía metabólica (Azam *et al*, 1974), y puede ser inhibido por agentes bloqueantes sulfhidrilo (Sullivan, 1976).

8.3.6 CICLO BIOGEOQUÍMICO DEL SÍLICE EN LAGOS Y OCÉANOS.

Básicamente se conocen sólo dos fuentes primarias de sílice en los ambientes acuáticos: uno, el aporte alogénico proveniente de los aparatos volcánicos y sedimentos que contienen silicatos del entorno de la cuenca, y

el aporte autigénico derivado de la lixiviación de materiales que es absorbido por las diatomeas para generar su frústula. El aporte de los sedimentos se deriva de la meteorización de depósitos minerales (feldespatos), de la liberación de sílice y silicatos de sedimentos anóxicos en cuerpos de agua eutróficos (material absorbido a arcillas) y finalmente, algunas especies de diatomeas liberan hasta un 15% de la sílice incorporada en sus frústulas. El reciclaje de la sílice por parte de la ictiofauna se considera insignificante.

El uso de sílice por las diatomeas domina el ciclo biogeoquímico del silicio en los océanos y lagos, ya que cada átomo procedente de la erosión continental pasa a través de las diatomeas una media de 39 veces antes de acumularse en los sedimentos marinos y lacustres. La sílice es el principal nutriente limitante para el crecimiento de las diatomeas, por tanto es un factor que condiciona la producción primaria acuática.

El silicio retenido en las membranas de las diatomeas puede pasar al sedimento, de manera irreversible cuando se acumulan diatomitas y radiolaritas. La presencia de sedimentos de este tipo indica un cúmulo de condiciones especialmente favorables, como son el pH bajo, poco oxígeno y baja concentración de calcio. En otras condiciones las membranas silicificadas de las diatomeas se disuelven con rapidez. La película orgánica que rodea por fuera las membranas y satura las valencias residuales de la sílice tetraédrica, es probablemente necesaria para su conservación (Margalef, 1974).

El paso por el tubo digestivo de los animales consigue la fractura de las frústulas. Parece que si las membranas silicificadas consiguen acumularse por un tiempo en los sedimentos, la sílice experimenta ciertos

cambios estructurales que disminuyen la facilidad posterior de disolverse. Mientras que en algunas diatomeas de rápido crecimiento las membranas se disuelven como si se tratase de gel de sílice, en diatomitas, ciertas diatomeas y en esponjas, el material silíceo se comporta como ópalo. Las diatomeas de membranas poco silicificadas, como las planctónicas, se destruyen mucho antes que las de membrana gruesa, aunque las cubiertas de las células resistentes perduran bien.

La membrana de algunas diatomeas de apariencia delicada presenta resistencia como de ópalo. El resultado es que las formas de membranas más resistentes están relativamente sobre-representadas en los sedimentos (Margalef, 1974). Las células más grandes de las especies de diatomeas tienen más sílice que células más pequeñas porque tienen un mayor tamaño físico de la frústula.

Los depósitos de diatomeas más estudiados por su amplia distribución corresponden a los del este y oeste de Europa, entre ellos resaltan los llevados a cabo por Ehrenberg, (1854) y Amossé, (1941). Posteriormente, en Estados Unidos los afloramientos lacustres fueron sujetos a exploración con fines petroleros, tal es el caso de investigadores como G.E. Hutchinson, R. Patrick, entre otros. Sucesivamente en los años 60's surge una importante escuela de investigadores como J.P. Bradbury, ya que se presenta una exhaustiva búsqueda de yacimientos para aplicaciones industriales.

8.4 CIT-COT

El análisis geoquímico de carbono orgánico total (COT) y de carbono inorgánico total (CIT) es usado para determinar la cantidad de materia orgánica en muestras de suelo para inferir fases de humedad y

fechamiento sucesivo. Esta técnica nos permite conocer las variaciones en el contenido de carbono orgánico total (COT) y carbono inorgánico total (CIT) a lo largo del tiempo. El carbono, como producto inicial y final del metabolismo orgánico, es uno de los mejores parámetros para evaluar la productividad.

El carbono orgánico proviene de compuestos orgánicos como lo son plantas, animales, bacterias, entre otros; mientras que el carbono inorgánico proviene principalmente de compuestos como carbonatos y bicarbonatos, además de en un muy bajo porcentaje compuestos muy raros como los carburos.

Carbono orgánico total (COT o TOC) es la cantidad de carbono unido a un compuesto orgánico. Se mide por la cantidad de CO₂ que se genera al oxidar la materia orgánica en condiciones especiales. Cuando se habla de COT se está refiriendo a todo aquél que proviene de compuestos orgánicos como plantas, animales, bacterias, etc.

El carbono inorgánico es uno de los principales nutrientes del metabolismo fotosintético de algas y macrofitas sumergidas, puede estar relacionado a ciertos factores como tasas de precipitación de minerales carbonatados, o la introducción de carbonatos detríticos dentro del sistema, normalmente se encuentra relacionado con la naturaleza del material que conforma la cuenca y con la química de la columna de agua (salinidad-alcalinidad elevada), ya que al contener una mayor cantidad de sales o minerales se favorece la precipitación de compuestos ricos en carbonatos, esto sucede generalmente asociado con dinámicas más intensas de evaporación. (Vázquez, 2004). Su asimilación por el sistema lacustre suele ser por medio del CO₂ y HCO₃. Cuando el CO₂ atmosférico

se disuelve en el agua, los iones hidroxilo producidos elevan el pH del agua; el ácido carbónico generado solubiliza la calcita de formaciones rocosas ricas en calcio de la cuenca, provocando un aumento de iones Ca^{+2} y HCO_3^- , que aumentan el pH.

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.

La forma de carbonato más común de los sistemas acuáticos es el carbonato de calcio CaCO_3 en forma de calcita o aragonita. Cuando el CaCO_3 está en forma coloidal se unen a él compuestos orgánicos. Las algas y macrofitas suelen provocar la precipitación de grandes cantidades de CaCO_3 al eliminar el CO_2 del medio por fotosíntesis. Las células vegetales sirven de núcleo para la formación de CaCO_3 particulado, secretando simultáneamente compuestos orgánicos que reducen la tasa de disolución del carbonato de calcio en los lagos. Por esta razón, 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 periodos climáticamente más favorables para el desarrollo de la vida (niveles de humedad relativamente altos). La concentración de CIT 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).

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 contenido de COT en los sedimentos es un indicador de la productividad pasada, es decir, de la biomasa presente en la cuenca (Vázquez, 2004). El origen bioquímico del carbono orgánico disuelto es en gran parte fotosintético. La mayoría de la producción detrítica autóctona de los lagos se origina generalmente en la flora litoral, aunque si se trata de un lago de aguas bajas, la vegetación macrófila está más distribuida por lo tanto habrá más carbono (Israde, com. pers.). La distribución temporal y espacial del carbono orgánico disuelto está correlacionada con la productividad del lago (Robert, 1981). 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 otros factores especialmente climáticos, el contenido de carbono orgánico es mayor cuando el contenido de vegetación es más grande y disminuye durante periodos estivales (con poca precipitación). Análisis de COT asociados al contenido de carbonato indica amplios tiempos de residencia del agua capaces de disolver las sales para que precipite el carbonato de sodio u otras sales (Bischoff *et al*, 1997). Si la cuenca no está muy manipulada por el hombre, la entrada alogénica de carbono orgánico disuelto es relativamente constante para un lago dado y su contribución al sistema disminuye al aumentar las fuentes autigénicas, en sistemas más manipulados los ingresos de carbono alogénico pueden superar al carbono autigénico y la producción propia de la cuenca cuya magnitud se determina por condiciones físicas y químicas (Robert, 1981).

La medición de la cantidad de COT y CIT se realiza a través de un coulómetro cuyo principio de funcionamiento se basa en la titulación de una solución donde se ha absorbido CO_2 como producto de la calcinación de material analizado o por la 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 en peso o en microgramos de carbono.

El contenido de carbono orgánico se obtiene restando al resultado del porcentaje de carbono total el resultado del porcentaje de carbono Inorgánico Total para cada muestra.

9. METODOLOGÍA

9.1 Trabajo en campo.

9.2 Obtención de Muestras.

Para ubicar los sitios de muestreo se realizaron análisis de imágenes de satélite y de fotografías aéreas para delimitar los sectores de las depresiones lacustres a estudiar, posteriormente se llevaron a cabo reconocimientos del terreno y revisión bibliográfica, para ubicar los sitios donde se realizaron trincheras.

Se excavaron 4 trincheras correspondientes a Cuitzeo (Fig 2): Buenavista con una longitud de 3.30 m (20°05'34.3"N, 101°09'20.4"W), Caseta 2.90 m (20°03'44.2"N, 101°08'05.2"W), Don Chava 3.40 m (20°02'33.7"N, 101°07'22.2"W) y Convento 2.20 m (19°58'46.0"N, 101°04'11.9"W) y 4 a Zacapu (Fig 3): Pozo Cantabria con una longitud de 2.20 m (19°50'27.2"N, 101°44'24.8"W), Noria Cantabria 3.17 m (19°50'29.2"N, 101°44'26.1"W), Trinchera 3 2.20 m (19°50'21.53"N, 101°44'27.30"W) y 1CAN1108 1.80m (19°50'24.35"N, 101°44'31.18"W).

Se describió la estratigrafía y una vez construidas las trincheras se realizó el muestreo de la base hacia la cima, para que las muestras no se contaminaran con partículas de estratos superiores. Se tomó la muestra con una espátula metálica a cada 10 centímetros o donde se evidenciaron cambios en la sedimentación muy marcados que correspondieran a eventos incluso regionales. Posteriormente se realizó un dibujo de los estratos y contactos observados en las paredes de cada una de las trincheras, color, así como características sobresalientes.

9.3 MATERIALES Y MÉTODOS

9.3.1 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

La susceptibilidad magnética χ fue medida en un equipo Bartington, que consta de un medidor modelo MS2, y un sensor en forma de anillo (modelo MS2C) de 100 y 72 mm de diámetro, en frecuencias de 470 y 4700 Hz. En todas las muestras de láminas individuales se midió la χ en intervalos a cada 10 cm de distancia a lo largo de cada una de las trincheras, en el laboratorio interinstitucional de magnetismo natural (LIMNA), UNAM, Campus Morelia.

La señal detectada por el susceptibilímetro es transmitida a un equipo de computo, utilizando el programa Multisus con ajuste automático, correspondiente a la diferencia entre el diámetro del anillo y el de la muestra, obteniéndose así la curva de susceptibilidad magnética ajustada. La medición se realizó a temperatura ambiente.

9.3.2 DIFRACCIÓN DE RAYOS X

En la difracción de rayos X se utilizó un difractómetro modelo D5000, marca Siemens, con espejo Göebel (muestras no planas) con cámara de alta temperatura (hasta 900°C), con un generador de rayos X KRISTALLOFLEX K 760-80F (potencia: 3000W, tensión: 20-60KV y corriente: 5-80mA) y un seifert modelo JSO-DEBYEFLEX 2002, provisto de un cátodo de cobre y un filtro de níquel. Desde el ordenador se controlaron las condiciones de medida obteniéndose así el difractograma.

Las muestras sometidas a difracción fueron previamente seleccionadas, secadas y molidas en un mortero de ágata para que fueran homogéneas (un tamaño menor a 40 micras). El enorme número de pequeños cristales está orientado en todas direcciones posibles; por lo

tanto, cuando el haz de rayos X atraviesa el material, se puede esperar que un número significativo de partículas esté orientado de tal manera que se cumpla la condición de Bragg para la reflexión para todos los espaciados interplanares posibles. Una vez molida la muestra, se pesaron de 0.5 a 1 gramo, se colocaron en tubos capilares de paredes finas de vidrio o celofán y estos se colocan en el difractómetro modelo D5000, marca Siemens del IIM de la Universidad Michoacana. Se registraron los ángulos de difracción o máximos característicos de cada muestra y se compararon con valores conocidos creando un difractograma que identifica el tipo de minerales que componen la muestra.

9.3.3 DIATOMEAS

Trabajo laboratorio.

Antes de llevar a cabo la limpieza del material recolectado, se realizó el montaje de la muestra en un smear slide para la observación preliminar de la muestra diluída con una gota de agua. Los materiales asociados a las diatomeas también se observaron para determinar los materiales asociados (restos de carbón, cenizas volcánicas, óxidos, ostrácodos y gasterópodos, polen, sales y otros restos vegetales y animales) previo a las digestión por oxidación. Con esta observación generalizada se detectaron los grandes cambios ambientales generales de la cuenca al momento del depósito.

Por último la presencia de material detrítico grueso indica un episodio erosivo en la cuenca mientras que material más fino puede indicar fases lacustres más estables así como cambios de facies.

Limpieza y montaje del material recolectado para diatomeas:

Después de cada muestreo, ya en el laboratorio, se procedió al procesamiento del material recolectado de acuerdo con la técnica establecida por Kelly (1998) la cual consta de los siguientes pasos:

- Se ocuparon vasos de precipitados limpios y secos, uno por cada muestra procesada.

- Se etiquetaron los vasos de precipitado con cada uno de los sitios muestreados, con la profundidad, para evitar confusiones y resultados alterados.

- Se vertió 0.5 gr de la muestra a los vasos de precipitado.

- Se les agregó 20 ml de peróxido de hidrógeno al 30 %.

- Se colocaron todas las muestras en la parrilla, a temperaturas menores a 100°C, por que podemos fracturar las valvas de las diatomeas con la ebullición, ahí permanecieron hasta que se produjo la evaporación.

- Después de la efervescencia se agregó más peróxido hasta notar un cambio de coloración de la muestra.

- Una vez notado el cambio se dejó evaporar hasta casi secar, se retiró de la parrilla.

- Se dejó enfriar y se agregaron gotas de ácido clorhídrico a cada muestra hasta que se notó efervescencia de nuevo (carbonatos), si la efervescencia es abundante se agregó un poco de agua destilada.

- Cuando no se completó la digestión se repitió el proceso utilizando unos pocos mililitros de H₂O₂.

- Se calentó hasta que se destruyó totalmente la materia orgánica.

- Una vez procesada la muestra se dejó enfriar y se empezaron los lavados.

- La muestra se despegó del vaso con un agitador y agua destilada, se vertió en tubos y se aforaron a 45 mililitros.

-Se centrifugaron a 1200 rpm, por 5 minutos con el fin de no fracturar las frústulas. Se tiró el sobrante y se aforó con agua destilada.

-En el 5to enjuague se checó el pH, este tenía que ser igual a 7, de lo contrario se volvieron a enjuagar hasta alcanzar el pH neutro y proceder a montar las muestras.

-Se vació el total de la muestra en un frasco.

-Se diluye la muestra hasta que las valvas sean visibles y se considera esta dilución para calcular abundancias.

-Se tomó 200µm de muestra diluida en un cubreobjetos colocándolo en un desecador. Una vez seca la muestra se observó su concentración en el microscopio óptico, si esta es adecuada se procede al montaje.

-Se montaron las muestras en nafrax que es una resina con alto índice de refracción (ZRAX R.I ~1.7+), fundiendo la resina a temperaturas bajas para evitar burbujas.

Conteo e identificación de diatomeas:

Con un microscopio óptico Olympus BX50 a 1000 X de magnificación total se realizó el conteo por transectos del total del cubreobjetos. Se determinó la abundancia específica de los organismos presentes en cada muestra. Para la identificación de las diatomeas se tomó en cuenta, el diámetro, altura, número de estrías y espinas; en el caso de las centrales. En las diatomeas pennales se tomó en cuenta: forma de la valva, el largo, ancho, diámetro y densidad de estrías, número de fíbulas, rafe, rimopórtulas y foltupórtulas etc.

Para la identificación se utilizó bibliografía especializada como: Krammer, 1986; 1991 A; 1991 B y 1997; Gasse, 1980; Cocquyt, 1998; Prygiel, *et al*, 2000; H. Lange-Bertalot, 2000; Witkowski 2003; entre otros.

Trabajo de gabinete:

-La morfometría de diatomeas se realizó con el apoyo de un programa: Sigma 5.0.

-Se realizó el listado de las diatomeas encontradas en cada muestra para la edición de un catálogo de las dos regiones. Las gráficas se realizan utilizando Tilia 2.0.b.4.

-Se llevó a cabo una correlación de los resultados geoquímicos de CIT Y COT con los resultados biológicos (taxonomía- especies encontradas) a lo largo de la columna y con los de resultados de susceptibilidad magnética y de difracción de rayos X.

Obtención de Imágenes fotográficas:

La identificación de especies se llevó a cabo en un microscopio óptico Olympus, con una cámara digital OLYMPUS DP12 de torre integrada al sistema ocular.

9.3.4 CIT-COT

La determinación del carbono integra análisis de carbono orgánico e inorgánico. Este proceso consiste en pesar en una balanza analítica 0.020 g de sedimento molido en mortero de ágata de donde se extrae el carbono a través de la calcinación de la muestra para una posterior titulación del CO₂ formado en una solución ácida. Se calibra el coulometro, 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, CaCO₃) 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 (normalmente entre 12 y 14%).

El coulometro (Fig. 5), consta de un horno conectado a un tanque de oxígeno que mantiene constante la circulación de aire dentro del mismo, además de un tubo con hidróxido de potasio (KOH) así como otros 2 tubos que recogen la humedad de las muestras procesadas, uno lleno de perclorato de magnesio y el otro de ácido dicromático en 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 decimas, de cada muestra.

Para calcular el porcentaje de carbono inorgánico (CIT) se utiliza un modulo de acidificación (marca UIC, modelo CM5130, Fig. 2) que 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 agrega el ácido. Este aparato está conectado a la computadora central del coulometro 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 (0.020 g).



Fig. 5- Colulometro S014, utilizado para la determinación de carbono total (CIT y COT).

10.RESULTADOS

10.1 ESTRATIGRAFÍA

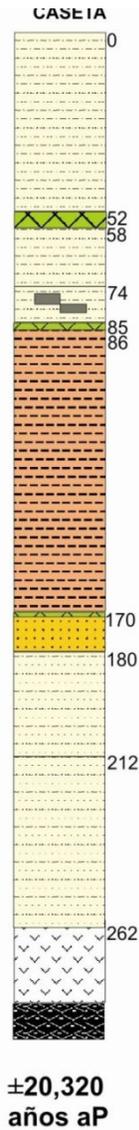
Los resultados de este trabajo se desglosan en dos sectores el primero corresponde a a zona norte de lago de Cuitzeo que está respresentada por cuatro trincheras excavadas de las zonas distales hacia las zonas proximales del antiguo lago y el segundo sector corresponde a la ciénega de Zacapu, en este sector se excavaron cuatro trincheras que seleccionadas desde las zonas distales a las proximales.

A continuación se describe la estratigrafía de cada sector

10.1.1 CUITZEO

TRINCHERA CASETA 20,320 aP

2.90 m (20°03'44.2"N, 101°08'05.2"W)



290 a 262cm. Esta trinchera en su base está constituida por una ceniza volcánica fina textura granular color blanco, hacia la cima se observa más retrabajada y mezclada con un limo fino color beige claro. Sobreyaciendo se presenta un estrato limo arcilloso de 50 cm, de 262 hasta 212cm. Sobre este estrato limo arcillosos están incluidos lentes de arena blanca fina masiva con un espesor de 30 cm que va de 212 a 182 cm.

Hacia la cima de nuevo la secuencia se hace limo arcillosa color café oscuro con un espesor de 12 cm. Este estrato limo arcilloso pasa en contacto transicional a un nivel de 80 cm encontrándose de 170 a 90 cm. mas arcilloso masivo y compacto presentando niveles laminares de la misma composición.

En contacto brusco con la sucesión anterior, aparece un horizonte de 4cm de arcilla fina compacta color café que se hace mas orgánico y mas oscuro hacia la cima. Sucesivamente aparece un nivel de 13 cm de limo compacto cementado con carbonato que pasa a un estrato de 16 cm constituido por un limo con clastos color beige. Sobre este estrato se observa un estrato de 6m de textura limosa, muy orgánico con abundantes restos de raíces. Los últimos 52 cm de la secuencia están constituidos por un suelo muy retrabajado.

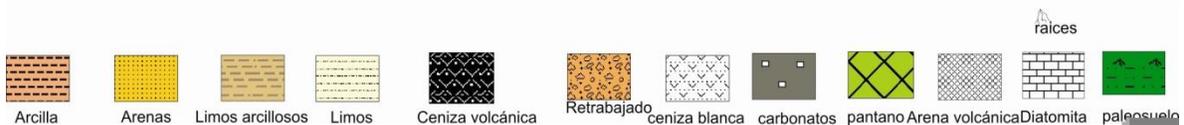
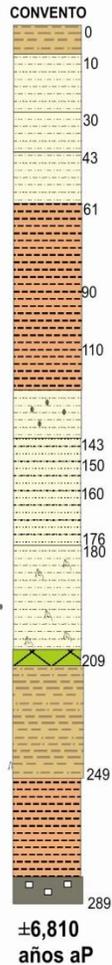


Fig.6-Litología de la trinchera Caseta, Cuitzeo.

TRINCHERA CONVENTO 6,810 aP

2.20 m (19°58'46.0"N, 101°04'11.9"W)



La base de esta trinchera de 249 a 209cm está constituida por un limo arenoso gris claro que pasa transicionalmente a un estrato arcilloso de 40 cm, color café claro con evidentes concreciones milimétricas de carbonatos color gris claro. En contacto discordante sobre esta unidad se observa un horizonte de 11cm de materia orgánica color café oscuro. Este horizonte hacia la cima presenta inclusiones limosas color beige. Posteriormente hacia la cima aparece un estrato de 10 cm de limo arenoso color beige masivo y compacto. En contacto transicional se observa un nivel de 7 cm de limo café claro muy compacto que se hace mas arenoso hacia la cima. Sobre este nivel se observa una sucesión de 33 cm de un limo arenoso con evidencias de oxidación que le da una coloración naranja al estrato. En contacto brusco sobre la unidad anterior se observa un estrato limo arcilloso de 20 cm rico en ostrácodos. Sobreyaciendo los limos se observa una secuencia de 58 cm arcillosa fina y homogénea masiva con textura plástica que pasa en contacto transicional a un nivel limoso de 28 cm, su color es verdoso y es muy orgánico. Hacia la cima los siguientes 13 cm lo componen un limo verdoso que pasa a 20 cm de un limo negro con materia orgánica. La cima de la trinchera está constituida por un suelo orgánico café oscuro con espesor de 10 cm.



Fig.7-Litología de la trinchera Convento, Cuitzeo.

TRINCHERA DON CHAVA 10,040 aP

3.50 m (20°02'33.7"N, 101°07'22.2"W)



La base de esta sucesión sedimentaria esta constituida por 50 cm de un limo masivo muy compacto café claro. De 310 a 300cm el limo es menos compacto pero se continúa el estrato y de color más claro. Hacia la cima y en contacto transicional aparece un estrato limo arcilloso de 90 cm. De 300 a 220cm se encuentra un estrato limo arcilloso con abundantes impresiones de plantas que viene cubierto por un estrato limo arcilloso de 15 cm de espesor con influencia volcánica.

En contacto discordante 55 cm la secuencia se vuelve brechoide con clastos de material volcánico con diámetros de 3 a 6 cm englobados en una matriz limosa. Sucesivamente sobre la brecha se depositaron 50 cm de limos color café claro. Le siguen 20 cm. de un estrato arcilloso con impresiones de plantas. Los siguientes 15 cm este estrato se hace mas arcilloso compacto. Sobreyaciendo en contacto transicional de 9 cm aparece un nivel orgánico laminar café oscuro que es cubierto discordantemente por 3cm de un horizonte de limos arenosos beige. Hacia la cima de 29 a 8 cm los estratos se vuelven menos arenosos color café claro pasando de 53 a 29 cm a limos arenosos en color negro de un espesor de 24 cm. Un suelo de 8 cm de espesor cubre la secuencia.

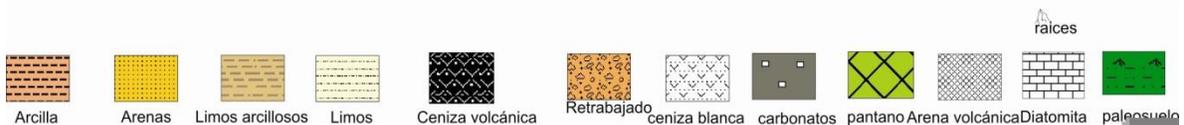


Fig.8- Litología de la trinchera Don Chava, Cuitzeo.

TRINCHERA BUENAVISTA 23,380 aP

3.30 m (20°05'34.3"N, 101°09'20.4"W)



En la base de la trinchera aparece un nivel de 75 cm de un limo muy orgánico masivo color café oscuro que pasa a un estrato de 40 cm de un limo arenoso orgánico color café que viene cubierto por un estrato de 5cm de un limo muy compacto café claro que hacia la cima entre 215 y 145 cm se convierte en un estrato color café oscuro con abundante materia orgánica de 70 cm. Este estrato viene cubierto por un estrato de 5cm conformado por una ceniza fina masiva color beige claro. Hacia la cima los siguientes 70 cm la sucesión se hace limosa homogénea que le sobreyace de nuevo un nivel de 5cm conformado por facies de ciénega con abundantes restos de materia orgánica. Sobre este nivel y en contacto discordante se observa una brecha de 40 cm con clastos semiredondeados de material volcánico englobados en una matriz limo arenosa. Hacia la cima de esta sucesión aparecen un estrato de 6 cm constituido por arena fina masiva que es sobreyacida por un nivel limoso compacto de 4cm de espesor color beige claro. Un suelo de 15 cm de espesor cubre la secuencia.



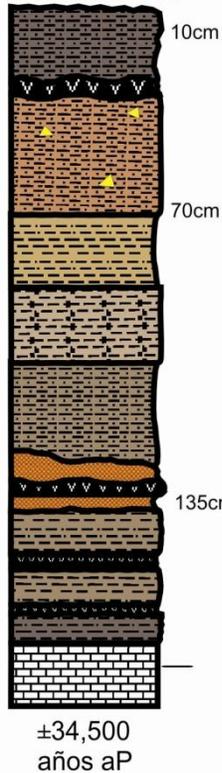
Fig.9- Litología de la trinchera Buenavista, Cuitzeo.

10.1.2 ZACAPU

TRINCHERA 1CAN1108 34,500 aP

1.80m (19°50'24.35"N, 101°44'31.18"W).

TR 1CAN 1108



En la base de la trinchera aparece un estrato de diatomita que se observa hasta los 190 cm de profundidad, en contacto con un material limo-arcilloso blanquecino de 55 cm de espesor, que presenta intercalaciones de niveles finos de ceniza volcánica a 170 y 155 cm. Este material limo arcilloso se encuentra en contacto brusco hacia la cima con un estrato limo-arcilloso con riples de corriente de baja energía de 40 cm que se intercalan con una lámina de ceniza volcánica hacia la base a 130cm. Sobre este nivel y en contacto concordante aparece un estrato arcilloso de 25 cm, que le sobreyace un paleosuelo de 40 cm de espesor con restos de cerámica que hacia la cima es coronado por un nivel de ceniza volcánica de 33 a 30 cm y encima de la secuencia hacia la cima 30 cm de un material limo-arcilloso masivo.

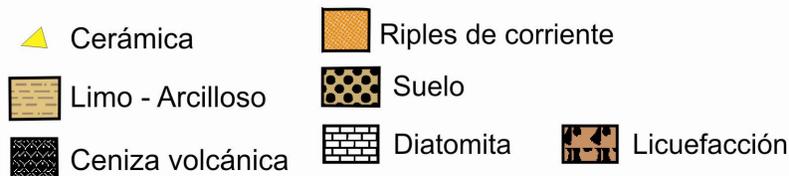
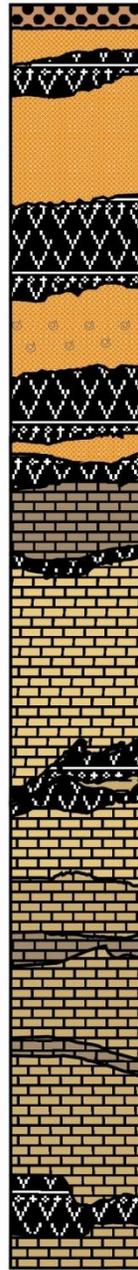


Fig.10-Litología de la trinchera 1can1108, Zacapu.

TRINCHERA NORIA CANTABRIA 39,200 aP

3.17 m (19°50'29.2"N, 101°44'26.1"W)

TR NCAN



±39,200 años aP

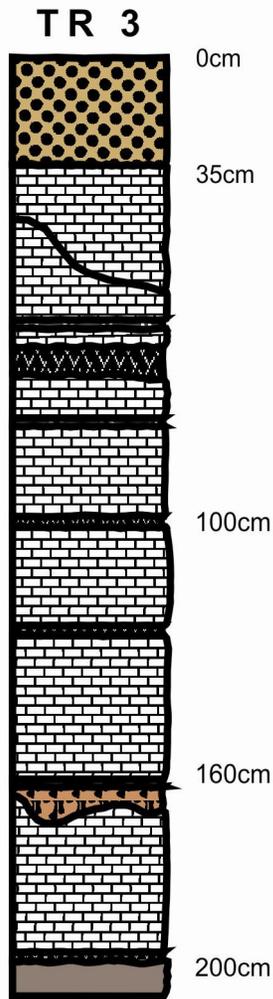
La base de esta sucesión sedimentaria esta constituida de material limo-arcilloso laminar de diatomita en la base. Cenizas volcánica intercaladas, con espesores menores a 2 cm aparecen a 300, 290, 180, 160 y 140 cm. Hacia la cima se continúa el estrato limo-arcilloso pero más claro de color, con lentes de ceniza volcánica blanca, restos de pómez y abundantes vidrios volcánicos en donde se intercalan dos niveles que presentan ripples de corriente con un espesor de 40 cm. En este estrato se encuentran intercalados dos eventos volcánicos (cenizas) a 110 y 85 cm. Hacia la cima de 80 a 0 cm consiste en estratos de material limo-arcilloso con ripples de corriente que se intercalan a 50 y 20cm con ceniza volcánica negra. En este estrato se observan ostrácodos y gasterópodos a 80 cm.



Fig.11- Litología de la trinchera nCan, Zacapu.

TRINCHERA 3

2.20 m (19°50'21.53"N, 101°44'27.30"W)



Esta sucesión sedimentaria se caracteriza por ser una secuencia de diatomita desde la base hasta los 35 cm de profundidad con un espesor de 165 cm, estrato de diatomitas limo-arcillosas laminar, A 45 cm se observa un slump, la sucesión es interrumpida por siete niveles de ceniza volcánica a 190, 160, 120, 100, 80, 60 y 50 cm de profundidad. A 160 cm se presenta un estrato de 10 cm de espesor donde la diatomita se observa retrabajada con inclusiones de lentes limo arcillosos en contacto brusco. Esta sucesión se encuentra coronada por 35 cm de suelo reciente.

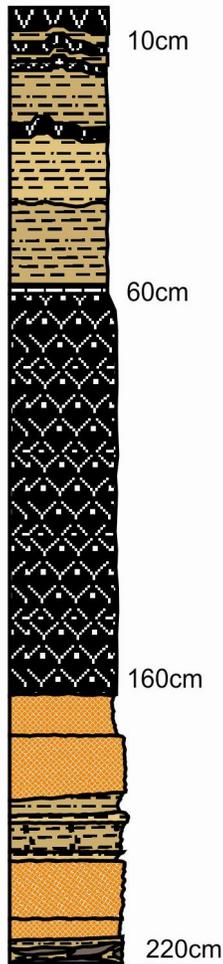


Fig.12- Litología de la trinchera 3, Zacapu.

TRINCHERA POZO CANTABRIA

2.20 m (19°50'27.2"N, 101°44'24.8"W)

TR PCAN



220-165 cm. Esta trinchera en su base esta constituida por un estrato limo-arcilloso de 55 cm de espesor, a 210 cm este nivel se mezcla con ceniza volcánica, diatomita y carbonatos, presenta ripples de corriente. En contacto brusco con el estrato anterior se encuentra un grueso estrato de ceniza volcánica masiva de 105 cm de espesor con granulometría fina, muy deleznable, el contacto subyacente es muy abrupto. La cima de la sucesión correspondiente a los últimos 60 cm esta constituída por un estrato limo-arcilloso, en el que se intercalan capas finas de ceniza volcánica a los 35, 25 y 15 cm.



Fig.13- Litología de la trinchera pcan, Zacapu.

10.2 TAXONOMÍA GENERAL DE DIATOMEAS

10.2.1 DESCRIPCIÓN DE GÉNEROS Y/O ESPECIES MÁS ABUNDANTES IDENTIFICADAS EN LAS TRINCHERAS DE CUITZEO Y ZACAPU.

-Achnantes sp

Morfología- Se caracteriza por presentar sus valvas simétricas, que muestran un contorno lanceolado pero con los extremos redondeados, sin embargo, en vista lateral, estas diatomeas presentan un contorno rectangular recto o arqueado.

Ecología- Indicadoras de niveles lacustres bajos. Este género es generalmente epífita de agua dulce, frecuentemente se observa adherido a musgos y rocas.

-Amphora sp

Morfología- diatomeas rafideas, típicamente con rafe curvados como una 'c', las válvas pueden ser fuertemente arqueadas, con una bien desarrollada capa en la cara dorsal, a menudo numerosas bandas intercalares. Uno, dos o cuatro cloroplastos. 40-50 micras de largo por 28-30 de ancho.

Ecología- Este género coloniza principalmente las plantas de las aguas estancadas y se desarrollan particularmente en los detritos. *Amphora ovalis* y sus variantes son alcalífilas, tienen un pH superior a 8 (Gasse, 1980).

-Anomoneis spheropora

Morfología- Valvas elípticas lanceoladas, con extremos rostrados a ligeramente capitados; área axial estrecha, área central asimétrica, ya que en un lado de la valva, transversalmente, se forma un estauro completo,

mientras que en el lado contrario no llega a formarse debido a la presencia de estrías cortas. Rafe recto.

Ecología- Especie de agua dulce con notoria tendencia halófila, encontrada en ríos, estanques y lagos. Litoral bentónica. pH: alcalibióntica. Temperatura: eutermal. Siempre prefiere las aguas de contenidos minerales elevados, podría indicar una fase de ligero aumento de la concentración iónica del agua. Alta conductividad.

-*Aulacoseira granulata*

Morfología- Valvas 5-12 μ m de diámetro, altura de la valva 7.5-18 μ m, 8.18/10 μ m estrías, 8-18 areolas en 10 μ m. Las estrías son espirales o rectas en la cara valvar. Las células terminan en pequeñas espinas.

Ecología- Viven en ambientes de aguas poco profundos y aguas turbias. Toleran aguas cálidas, pero no muy calientes y se desarrollan bien en las aguas de alcalinidad media baja (10-2 mEq/l). Perifíticas.

Característica de aguas con mayor cantidad de nutrientes y mayor turbidez (Bradbury, 2000). Organismos abundantes durante el Holoceno. Eutrófica (Gasse, 1980). Crece en sustrato arcilloso, sobre y alrededor de vegetación acuática sumergida. Alcalífila 6.3 a 9.

-*Brachysira microcephala*

Morfología- Las válvulas son linear-lanceoladas a rómbicas con extremos redondeados a prolongadas. Con estrías finamente punteadas para formar ondulaciones longitudinales. El rafe es recto y posee una zona axial estrecha.

Ecología- Grupo de especies epipélicas colocado antes en *Anomoeoneis*. Mientras *Anomoeoneis* se limita ahora a taxa de hábitats de alta conductividad, las especies *Brachysira* se limitan esencialmente a los sitios con baja conductividad o moderada (incluyendo ambientes ácidos).

-*Caloneis schumanniana* var. *biconstricta*

Morfología- Valvas usualmente linear-lanceoladas a elípticas, a veces con polos capitados o rostrados y en ocasiones con márgenes ondulados. La cara valvar es plana o curva en mantos profundos. Las fisuras terminales del rafe suelen ser distintas. Las estrías básicamente son multiseriadas, pero por lo general también tiene cámaras. La pared exterior de las cámaras (alvéolos) está perforada por varias filas de pequeños poroides. Los poroides suelen ser invisibles en el microscopio de luz. *Caloneis* ha sido reportada como una especie de aguas dulces, salobres y marinas. La estructura de *Caloneis* es muy similar a la de *Pinnularia*, algunos investigadores (Ronda, 1990) las han incluido dentro de *Caloneis Pinnularia*. Los géneros han sido separados por la forma de sus alvéolos. Los alvéolos de *Caloneis* suelen ser más delgadas y más densos que los de *Pinnularia*.

Ecología- Agua dulce, ríos y lagos. Oligohalobia (Indiferentes), pH: Alcalófila. Durante la primavera se le ha llegado a encontrar por encima de los 30°C.

-*Cocconeis placentula*

Morfología- Presenta una hipoteca con rafe lineal y una epiteca abombada con pseudorafe axial linear. La forma general de las valvas es elípticamente regular y los ápices ligeramente redondeados. Generalmente la hipoteca está más ornamentada que la epiteca, dicha ornamentación consiste en una serie de puntos que forman estrías alongadas, perpendiculares al área axial.

Ecología- Es una especie de amplia distribución, está presente en manantiales, rápidos, pozas, forma parte de mechones de filamentos. En ocasiones indicadora de condiciones aerófilas y de alcalinidad alta (Bradbury, 2000) Perifítica de aguas meso a eutróficas. Es preferentemente

epifítica, y se puede encontrar en los musgos, o bien, siendo transportadas por el oleaje (Gasse, 1980). Alcalífila 6.3-9.5. Mesoeurotermal fría a templada (Oliva-Martínez, 2005).

-*Craticula cuspidata*

Morfología- Largo 127-182 μ m; Ancho 20-26 μ m; 14-15 estrías en 10 μ m. Sus valvas presentan una finísima ornamentación de estrías y punteaduras transversales inapreciables aún a 100x.

Ecología- Crece alrededor de vegetación acuática sumergida o enraizada emergente y en sustrato arcilloso. Alcalífila (Oliva-Martínez, 2005).

-*Cyclotella* sp

Morfología- Células cilíndricas aplanadas, estrías marcadas, forma un anillo en la periferia de la valva y en los márgenes lisos.

Ecología- Ríos, lagos, manantiales y soporta la contaminación de los ríos. *C. ocellata* ha sido asociada a impacto antrópico (Davies, 2000).

-*Cyclotella meneghiniana*

Morfología- Valva circular, la cara valvar tangencialmente ondulada, estrías radiales prominentes aproximadamente a la mitad del radio longitudinal, su área central es lisa con 1-4 poros conspicuos. La cara interna de la valva muestra un proceso levantado marginal sobre la base de casi toda la superficie intersticial. En la cara externa se pueden ver espinas marginales.

Ecología- Ticoplanctónica o perifítica (Bradbury, 2000), halófila, alcalófila, en aguas mesohalinas con diferentes tolerancias químicas y rangos de temperatura, aunque prefiere temperaturas altas, apareciendo a finales del verano en los cuerpos de agua. Aguas bajas y turbidas.

Referida como indicadora de condiciones meso a oligotróficas, en lagos alcalinos con una alta conductividad (Davies, 2000). Planctónica, alcalífila. Templada. (Valadez *et al*, 2005).

-*Cymbella sp*

Morfología- valvas dorsoventrales, presenta el rafe comúnmente más cercano hacia el lado ventral, son isopolares a excepción de la especie *C. ancylis*. Por la forma de la valva son asimétricas, se trata de un género muy homogéneo. Las estrías son punteadas o lineares variables en dirección, de radiales a convergentes; en general son de agua dulce. Dimensiones: 30-32 micras de largo por 8-9 micras de ancho.

Ecología- El grupo *Cymbella* son especies perifíticas que en la actualidad las encontramos en formas de vida libre o bien fijas dentro de los lagos o las riberas. Los hábitats precisos de su gran variedad de especies son aún poco conocidos.

-*Cymbella aspera*

Morfología- Células solitarias. En vista valvar, tienen un aspecto de *Navicula* recurvada en fascículo. El rafe es curvado en forma de "C" o rectilíneo, valva con dos segmentos desiguales, una más convexa (dorsal) que la otra. Valva con estrías punteadas radiales; algunas veces se observan en la parte central estigmas. Vista conectiva idéntica a la de las *Navicula*. Células con un solo plasto.

Ecología- Forma de vida libre organismos solitarios o bien se encuentran viviendo en colonias dentro de los tubos mucilaginosos, algunas veces están fijas por un estilo gelatinoso.

-*Epithemia sp*

Morfología- En vista valvar, las células son recurvadas, con los polos redondeados o capitados, margen dorsal convexo y ventralmente cóncavas. Los canales del rafe son también recurvados y forman en su parte media un ángulo más o menos abierto, casi obtuso. El rafe presenta poros internos, característicos del género. La superficie de la valva esta cubierta por fuertes costillas transversales, perpendiculares al margen dorsal, entre las costillas se observan filas de areolas.

Ecología- Las células son solitarias, epifitas de algas a las que se fijan por la superficie cóncava, son dulceacuícolas (Gasse, 1980).

-*Epithemia adnata*

Morfología- Valva con margen dorsal convexo y margen ventral recto o ligeramente cóncavo. Ápices rostrados, ligeramente recurvados. Poros medios del rafe, cercanos al margen ventral, solo la porción media del rafe aparece en vista valvar.

Ecología- Agua dulce, alcalina, litoral, epifítica sobre plantas acuáticas.

-*Epithemia turgida*

Morfología- Valvas asimétricas dorso-ventralmente. Margen ventral ligeramente cóncavo, extremos redondeados. Canal de rafe lateral, unido al margen valvar, hacia el centro forma una V invertida. Poros desde medianos hasta pequeños debajo de la región media-ancha de la valva.

Ecología- Crece sobre sustrato arcilloso y natas flotantes de *Spyrogira*. De alcalífila a indiferente de 4.6 a 9.0 (Oliva-Martínez, 2005).

-*Eunotia spp*

Morfología- Largo ~100 µm; ancho ~14 µm; estrias 11/10 µm. Valva de gran ornamentación y generalmente grande, tienen un modo inusual de auxosporulación asexual. Las diatomeas del género *Eunotia* son inusuales entre las diatomeas rafideas en las que las ranuras del rafe son cortas. *Eunotia* es un género muy amplio comprende alrededor de 200 especies.

Ecología- Bentónica, indicadoras de niveles bajos. Acidófilas preferentemente, 5.7-7.0. Mesoeurotermal fría a templada de 11 a 25°C. Es un género de diatomeas generalmente se encuentra en aguas dulces oligotróficas ácidas, aunque tienen una distribución mundial, aunque numerosas especies están restringidas a las zonas tropicales, debido a las preferencias del agua del medio ambiente: de bajo pH y conductividad.

-*Eunotia bilunaris*

Morfología-Ranuras del rafe son cortas, a menudo rudimentarios y no formando parte del centro dentro de patrón primario, sino que se encuentran a un lado. Una característica en particular es la presencia de rimopórtula (proceso labiado), en vista apical tienen una forma rectangular característica. En vista valvar son asimétricas a lo largo del eje apical. Por lo general, el margen dorsal es convexo, más o menos, mientras que el margen ventral es recto o ligeramente cóncavo.

Ecología- Acidófila a indiferente 4.0 a 9.0. Eutrófica a oligotrófica, esta especie vive en ríos y corrientes (Oliva-Martínez, 2005).

-*Fragilaria brevistriata*

Morfología- Valvas lineares con los ápices agudos, área axial muy amplia no se observa área central.

Ecología- Tolerantes de agua dulce con bajos intervalos de conductividad, en gradientes de salinidad en marismas; ríos y

manantiales. Ticoplanctónica. Es una especie litoral de aguas estancadas y de ríos de poca corriente. Asociada a zonas poco profundas. Es alcalifila y se desarrolla de manera óptima en un pH de 7.5-7.8, en las aguas de alcalinidad baja (10 mEq/l), de pH neutro o pobremente alcalino (menor a 8) (Gasse, 1980). Oligotrófica y es frecuente en ambientes tróficos (Gasse, 1980).

-*Fragilaria capucina*

Morfología- Valvas linear-lanceoladas, con extremos capitados, redondeados; área axial lineal angosta; área central rectangular llegando a los márgenes; estrías paralelas en toda la valva.

Ecología- Cosmopolita, especie periférica, indiferente al pH, pudiendo vivir en aguas oligotróficas, mesotróficas. Mesoeurotermal fría a templada 14 a 20°C. (Oliva-Martínez, 2005).

-*Fragilaria construens*

Morfología- La valva más o menos lanceolada. Pequeña radiada, angosto pseudorafes lanceolados, aparecen frústulas rectangulares, conectados cercanamente, usualmente otros están sujetos a lo largo y forma cadenas coloniales. Dimensiones celulares: 6-7 micras de largo por 3-4 micras de ancho.

Ecología- Cosmopolita, perifítica a ticoplanctónica, pH alcalófilo, eutrófico, mesotrófico, oligotrófico. Lagos poco profundos, pantanos, ríos y aguas dulces. Perifítico y ticoplanctónico.

-*Gomphonema acuminatum*

Morfología- Presenta valvas heteropolares. En vista conectiva forma cuneiforme, la vista valvar presenta un rafe medio, rectilíneo que coincide con el eje de simetría. Los polos pueden ser anchos o piriformes; sus

estrías son muy finas y punteadas. El área axial es ancha y el área central es simétrica, frecuentemente con estigmas.

Ecología- Es una especie perifítica, habita sobre sustratos sumergidos o sobre objetos, es indiferente a la salinidad, su efecto de saprobiedad (nitrógeno heterotrófico) es oligosaprobio habitando en zonas de biodegradación de compuestos, se puede presentar en aguas estancadas o en aguas corrientes, tolera temperaturas entre 5-30°C, es mesoeurotermal fría a templada 11-25°C. Crece alrededor de vegetación acuática, natas flotantes y sustrato arcilloso. Alcalífila 5.4 a 9 (Oliva-Martínez, 2005).

-*Gomphonema aff. affine*

Morfología- Valva cuneiforme con extremos redondeados u obtusos, área axial lineal, angosta, área central transversal, estrías radiales en toda la valva.

Ecología- Vive en arroyos, regiones tropicales, subtropicales y es tolerante a aguas con alta conductividad.

-*Gomphonema parvulum*

Morfología- Valvas desde elípticas hasta lanceoladas con los ápices subrostrados. Área central rectangular, área axial linear, rafe filiforme con un estigma en el área central. Las estrías son paralelas en los extremos y radiales en la parte media formando el área central.

Ecología- Bentónica, perifítica de aguas meso a eutróficas (Sánchez-González, 2007). Ha sido encontrada en temperaturas que oscilan en los 10°C.

-Hantzchia amphioxys

Morfología- Valva apicalmente asimétrica, con margen dorsal pequeño curvado, y margen ventral cóncavo, en la parte central comprimido, extremidades punteados. Presenta una estría transversal, con canal rafeano excéntrico, margen ventral siempre largo con 5-8/10µm fíbulas, en la parte central hay un nódulo central limitado, ligeramente cóncavo en el margen, la pared celular fuertemente silificada.

Ecología- Oligohalobio, alcalinófilo, aerófilo. Forma de vida: Perifítico. Es capaz de vivir en condiciones extremadamente secas, incluso han sido colectadas en condiciones vivientes y cultivadas en cajas de petri y expuestas por más de 4 horas a tormentas de polvo.

-Navicula clementis

Morfología- Valva lanceolada robusta, apices redondeados, area axial lineal, estrías centrales radiales. Largo 15-50µm, ancho 7-15µm, estrías 8-15/10µm.

Ecología-Eurihalobio (soporta variaciones), oligohalobio, alcalifilo (7-9.5). Forma de vida: organismo litoral.

-Navicula criptotenella

Morfología- La valva es lanceolada con los ápices agudos, área axial lineal, área central rómbica. Estrías centrales cortas y radiadas, estrías paralelas en los extremos con una densidad de 15-16/10µm. Largo 14-40µm, ancho 5-7µm, estrías 35-45/10µm.

Ecología- Agua dulce circumneural oligotrófica, común de ríos y estanques, sus poblaciones son moderadas. Forma de vida: perifiton y epifiton.

-Navicula criptocephala

Morfología- Poco frecuente y con escasa cantidad de citoplasma. Dimensiones celulares: 32-34 micras de largo por 8-10 micras de ancho. Sin formas reproductoras.

Ecología- Es eurihalobe, es una especie de agua dulce que no soporta los pasos de aguas concentradas (Gasse, 1980), sin embargo, la señalan en las aguas dulces o ligeramente salmastras, Gasse la define como eurihalobe.

-Nitzchia amphibioides

Morfología- Valvas lanceoladas con los ápices agudos con 10 fíbulas irregularmente dispuestas. Se observan estrías punteadas entre una fíbula y otra con una densidad de 13 en 10 μm . Largo 6-50 μm , ancho 4-6 μm , estrías 7-9/10 μm .

Ecología- La encontramos en ríos y sus riberas en cursos de agua dulce, y condiciones de altos rangos de contaminación. Es alcalífila o alcalibionte, con un pH óptimo de desarrollo ligeramente superior a 8.5. (Gasse, 1980). Su presencia nos indica un alto contenido de compuestos nitrogenados en el ambiente acuático donde prolifera (Gasse, 1980).

-Nitzchia palea

Morfología- Valvas lanceoladas a lineares-lanceoladas con los ápices agudos, 11-19 fíbulas en 10 μm , las cuales son cortas y achatadas. La silificación es débil por lo que la estriación no es evidente. Largo 15-70 μm , ancho 2.5-5 μm , estrías 28-40/10 μm .

Ecología- Es la especie más difundida, se le encuentra prácticamente en todas las estaciones del año en el plancton, prácticamente soporta la desecación del medio y un grado de polución particularmente acentuado. Forma de vida: perifiton y epifiton.

-*Pinnularia sp*

Morfología- Polos redondeados o capitados, márgenes laterales convexos, ondulados o rectos y paralelos. Rafe mediano y presenta algunas veces una estructura compleja, que da un aspecto de un ser un poco sinuoso. Superficie de la valva está ornamentada por fuertes costillas, lisas o radiales. Células solitarias o raramente en colonias, contorno elíptico alargado o lanceolado.

Ecología - Este género vive preferentemente en los manantiales o vertientes, los charcos y los pantanos. Su presencia nos indica un medio de poca profundidad o bien biotopos atmofíticos.

-*Pinnularia gibba*

Morfología- de gran tamaño. Las valvas, bien conservadas, en general vacías, y en ningún caso con elementos reproductores. Dimensiones celulares Largo 50-140 μm , ancho 7-13 μm , estrías 9-12/10 μm .

Ecología- Especie perifítica, con hábitats acidófilos con un rango de 4.3-6, con un rango óptimo de alrededor de 6, sin embargo, soportan con facilidad los pH elevados, (Gasse, 1980), es indiferente a la salinidad y a las corrientes. Oligosapróbica a beta-mesosapróbica, en lo que se refiere al espectro de nutrientes presenta características eutróficas y oligotróficas.

-*Rhopalodia gibba*

Morfología- Presenta frústulo lineal con la valva ligeramente curvada en la región ventral, presenta un vértice hacia el centro, en la región media, ápices ligeramente curvados, rafe sin nódulos visibles, con curvaturas en la mitad debidas a la forma de la valva. Largo 122.5-127.25 μm , ancho 23.75-25 μm , ancho de la valva 10.88-12 μm , costillas 6-

8/10 μ m con 2-3 alveolos, dos hileras de alveolos entre las costillas, hileras de alveolos 6-7/10 μ m, estrías 11-16/10 μ m.

Ecología- Presente en pozos estancados, charcas, zonas de deslizamiento con velocidad de corriente lenta. Adherida al sustrato, y en masas de filamentos. Encontradas incluso a temperaturas mayores a 35°C. Vive en aguas dulces de baja o nula salinidad.

-Sellaphora pupula var. pupula

Morfología- Presenta las valvas lanceoladas, con extremos variables, capitados redondeados. Rafe recto, encajado entre dos elevaciones longitudinales, con un área central rectangular que forma una especie de estauros entre las estrías centrales reducidas. Estrías radiales, en número de 19 en 10 μ m, que terminan antes de llegar a los extremos distales, formando un área terminal hialina. Largo 3-21 μ m, ancho 2-5 μ m, estrías 18-22/10 μ m.

Ecología- Habita principalmente en fosas o en lagos, es una especie indiferente a pH, a salinidad y a presentar un hábitat específico, en cuanto a nutrientes es eutrófica.

-Stauroneis phoenicenteron

Morfología- La valva es lanceolada con extremos redondeados, a veces un poco largos, la zona axial es lineal, varía en el ancho ~4-8 μ m y por o general es amplia en el centro posee un estauro lineal, el rafe es amplio adelgazándose hacia las terminaciones distales. Largo 70-380 μ m, ancho 16 a 53 μ m, 12-17 estrías en 10 μ m.

Ecología- Especie perifítica indiferente a la salinidad y al tipo de corriente. La temperatura a la que se encuentra es mayor a los 15°C o más (euritermal). El espectro de saprobiedad es Beta-mesosaprobio en zonas de biodegradación completa de compuestos. En lo que se refiere a pH es

indiferente con un rango de 6-8.2. Su espectro de nutrientes es amplio con especies eutróficas y oligotróficas.

-Stephanodiscus minutus

Morfología- Valvas 10-25µm en un diámetro; estrías radiada, 12 en 10µm; compuesto de fascículas de 2.3 o 4 estrías, 4 fascículos en 10µm; usualmente presenta espinas marginales dentro de las fascículos, algunas veces ausente dentro de dos fascículos, cerca del centro, los fascículos están compuestas por hileras de estrías alcanza al centro de la valva.

Ecología- Son organismos planctónicos, presente también en aguas muy sucias, con alto contenido de electrolitos. Euplanctónica y oligohalobe. Forma de vida: cosmopolita. Prolifera en regiones frías a medias latitudes, con temperaturas de 3 a 8°C.

-Stephanodiscus niagarae

Morfología- Especie central, el área central es plana y tiene muchos poros pequeños o areolas, dispuestos de una manera más o menos radial, más reconocibles bajo el microscopio óptico; estrías dispuestas en forma radial desde el centro, con pequeñas espinas o espinas en cada estría; diámetro de la valva 25-45µm.

Ecología- El género *Stephanodiscus* es considerado como euplactónico. Sin embargo, el ejemplo de los lagos actuales muestra que la abundancia de *Stephanodiscus* indica las condiciones ambientales aunque depende de la especie y de su biotipo específico. Forma de vida: plancton. Crece sobre natas flotantes, sustrato arcilloso y en la columna de agua. Oligotrófica, eutrófica. Circumneural alcalífila 7 a 9.5. Mesoeurotermal fría a templada 11 a 25°C. (Oliva-Martínez, 2005).

-*Surirella sp*

Morfología- Las células son de forma variada, de contorno elíptico, más o menos alargadas, lanceoladas, lineares, pueden ser iso o heteropolares. La vista conectiva es rectangular trapezoide. En la vista valvar se observa el canal del rafe. Si se trata de organismos heteropolares en vista conectiva se aprecian cuneiformes. La superficie de la valva está ornamentada con costillas o estrías.

Ecología- Especies encontradas preferentemente en agua dulce. Rangos amplios de pH y de conductividad.

-*Thalassiosira sp*

Morfología- Organismo discoide, ornamentado generalmente con abundantes poroides de diferentes tamaños, se pueden encontrar formando cadenas, cuando se encuentran formando cadenas o incrustadas en mucilago (*T. subtilis*) cuando forman cadenas las especies están conectadas por un hilo orgánico central. El diámetro de la valva va de 3 a 186 micras.

Ecología- Posee una amplia distribución en los océanos del mundo y en lagos salobres. Preferentemente halobio.

-*Ulnaria ulna*

Morfología- la valva tiene una forma linear con los ápices ligeramente agudos, estrías paralelas, sin área central. Largo 27-600µm, ancho 50-250µm, estrías 7-15/10µm.

Ecología- Ampliamente distribuidas en agua dulce, viven en el bentos. Crece sobre o alrededor de vegetación acuática, natas flotantes, sobre sustratos arcillosos y en la columna de agua. Circumneural alcalífila, viven preferentemente en las aguas de pH 7 a 9.5. Mesoeurotermal fría a templada de 11 a 25°C.

La historia paleoambiental de los lagos de Cuitzeo y Zacapu se puede interpretar a través del análisis de las fluctuaciones de los distintos proxies analizados en las trincheras.

10.3 TAXONOMÍA DE LAS DIATOMEAS DE LA REGION DE CUITZEO TRINCHERAS DE LA REGIÓN DE CUITZEO.

Sitios de muestreo.

No se realizaron conteos de estas especies debido a que se encuentran retrabajadas casi en su totalidad, la identificación se llevó a cabo en las valvas encontradas completas.

CASETA.

En la trinchera Caseta se encontraron un total de 48 especies de diatomeas (Ver Fig. 26, 27 y 28 en Anexos), de las cuales: 5 son ticoplanctónicas (grupo de *Fragilaria*), 31 bentónicas, 8 bentónicas salinas, 1 aerófila y 3 perifíticas:

Tabla 3-LISTADO TAXONÓMICO Y HABITAT DE LAS ESPECIES DE DIATOMEAS IDENTIFICADAS EN LA TRINCHERA CASETA, CUITZEO, MICHOACÁN.

Caseta	hábitat
<i>Achnantes minutissima</i>	bentónica
<i>Amphora copulata</i>	bentónica
<i>Amphora ovalis</i>	bentónica
<i>Caloneis schumanniana</i> var. <i>biconstricta</i>	bentónica salina
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i>	bentónica
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>placentula</i>	bentónica
<i>Craticula cuspidata</i>	bentónica salina
<i>Cyclotella meneghiniana</i>	perifítica
<i>Cymbella aspera</i>	bentónica
<i>Cymbella gibberula</i>	bentónica
<i>Encyonema mesiana</i>	bentónica
<i>Epithemia adnata</i>	bentónica

<i>Epithemia spp</i>	bentónica
<i>Epithemia turgida</i>	bentónica
<i>Eunotia bilunaris</i>	bentónica
<i>Eunotia implicata</i>	bentónica
<i>Fragilaria brevistriata</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria capucina</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria construens</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria construens</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria nanana</i>	ticoplanctónica
<i>Gomphonema aff. auritum</i>	bentónica
<i>Gomphonema aff. affine</i>	bentónica
<i>Gomphonema parvulum</i>	bentónica
<i>Gomphonema rhombicum</i>	bentónica
<i>Hantzchia amphioxys</i>	bentónica salina
<i>Hippodonta capitata</i>	bentónica
<i>Luticola goeppertiana</i>	perifítica
<i>Luticola mutica</i>	aerófila
<i>Navicula aff. upsaliensis</i>	bentónica salina
<i>Navicula aff. veneta</i>	bentónica
<i>Navicula clementis</i>	bentónica
<i>Navicula criptocephala</i>	bentónica
<i>Nitzchia amphibioides</i>	bentónica
<i>Nitzchia compressa</i>	bentónica
<i>Nitzchia fonticola</i>	bentónica
<i>Nitzchia laevidensis var. salinarum</i>	bentónica salina
<i>Nitzchia palea</i>	bentónica
<i>Pinnularia microstaurum</i>	bentónica
<i>Rhoicosphenia abbreviata</i>	perifítica
<i>Rhopalodia gibba</i>	bentónica
<i>Rhopalodia gibberula</i>	bentónica
<i>Rhopalodia spp</i>	bentónica
<i>Sellaphora laevissima</i>	bentónica
<i>Sellaphora pupula var. pupula</i>	bentónica
<i>Surirella linearis var. constricta</i>	bentónica salina
<i>Tetracyclus rupestris</i>	bentónica salina
<i>Thalassiosira sp</i>	bentónica salina
FRAGMENTOS NO CONTABLES	
Espículas de esponja	
Restos de <i>Cocconeis spp</i>	bentónica
Restos de <i>Epithemia spp</i>	bentónica
Restos de <i>Rhopalodia spp</i>	bentónica

CONVENTO.

No se encontraron frústulas identificables en estas muestras, todas presentaron un alto grado de fragmentación.

DON CHAVA.

En la trinchera Don Chava se encontraron un total de 24 especies de diatomeas (Ver Fig. 29 y 30 en Anexos), de las cuales: 1 es plantónica, 1 es ticolanctónica, 20 bentónicas y 2 perifíticas:

Tabla 4-LISTADO TAXONÓMICO Y HABITAT DE LAS ESPECIES DE DIATOMEAS IDENTIFICADAS EN LA TRINCHERA DON CHAVA, CUITZEO, MICHOACÁN.

Don Chava	hábitat
<i>Amphora ovalis</i>	bentónica
<i>Amphora spp</i>	bentónica
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i>	bentónica
<i>Cyclotella meneghiniana</i>	perifítica
<i>Encyonema mesiana</i>	bentónica
<i>Cymbella spp</i>	perifítica
<i>Epithemia adnata</i>	bentónica
<i>Epithemia spp</i>	bentónica
<i>Epithemia turgida</i>	bentónica
<i>Eunotia circumborealis</i>	bentónica
<i>Fragilaria nanana</i>	ticoplanctónica
<i>Gomphonema gracile</i>	bentónica
<i>Gomphonema minutum</i> var. <i>curtum</i>	bentónica
<i>Gomphonema parvulum</i>	bentónica
<i>Navicula capitorradiata</i>	bentónica
<i>Navicula criptotenella</i>	bentónica
<i>Nitzschia amphibioides</i>	bentónica
<i>Nitzschia intermedia</i>	bentónica
<i>Nitzschia palea</i>	bentónica
<i>Pinnularia</i> aff. <i>mesolepta</i>	bentónica
<i>Rhopalodia gibba</i>	bentónica
<i>Sellaphora laevissima</i>	bentónica
<i>Sellaphora pupula</i> var. <i>pupula</i>	bentónica

<i>Stephanodiscus excentricus</i>	planctónica
FRAGMENTOS NO CONTABLES	
Espículas de esponja	
Restos de <i>Eunotia</i>	bentónica
Restos de <i>Cocconeis</i>	bentónica
Restos de <i>Cymbella</i>	perifítica
Restos de <i>Fragilaria</i>	ticoplanctónica
Restos de <i>Pinnularia</i>	bentónica

BUENAVISTA.

En la trinchera Buenavista se encontraron un total de 12 especies (Ver Fig. 31 en Anexos), de las cuales: 2 son ticoplanctónicas, 8 son bentónicas y 2 bentónicas salinas.

Tabla 5-LISTADO TAXONÓMICO Y HÁBITAT DE LAS ESPECIES DE DIATOMEAS IDENTIFICADAS EN LA TRINCHERA BUENAVISTA, CUITZEO, MICHOACÁN.

Buenavista.	hábitat
<i>Achnantes lanceolata</i> var. <i>minutissima</i>	bentónica
<i>Achnantes thermalis</i>	bentónica
<i>Brachysira microcephala</i>	bentónica salina
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i>	bentónica
<i>Encyonema silesiaca</i>	bentónica
<i>Epithemia adnata</i>	bentónica
<i>Epithemia</i> spp	bentónica
<i>Epithemia turgida</i>	bentónica
<i>Fragilaria brevistriata</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria construens</i>	ticoplanctónica
<i>Sellaphora pupula</i> var. <i>pupula</i>	bentónica
<i>Thalassiosira</i> spp	bentónica salina

10.3.1 DIATOMEAS, CIT-COT, DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX) Y SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS TRINCHERAS DE CUITZEO.

TRINCHERA CASETA (20,320 aP)

Esta trinchera perteneciente a Cuitzeo es la que presenta mayor preservación (mayor cantidad de especies) aunque re TRABAJADAS, muy pocas valvas identificables.

290-210 cm.

En este intervalo a pesar de la alta fragmentación de los frústulos, se logra distinguir como especies dominantes a *Fragilaria spp* (ticoplanctónica) y *Cocconeis placentula var. placentula* a lo largo del intervalo.

Se indican intervalos donde se encontraron especies representativas de condiciones ambientales específicas a continuación: de 280 a 260 cm Las diatomeas acompañantes al grupo *Fragilaria* corresponden a *Anomoneis sphaerophora*, que es sustituida a los 260 cm por *Craticula cuspidata*, hacia la cima a 230 cm encontramos a *Tetracyclus rupestris* y a *Nitzchia laevidensis var. salinarum*, a 220 cm de profundidad aparece *Surirella linearis var. constricta* estando presente *Hantzchia amphioxys* que representa una especie aerófila indicadora de aguas bajas y de cierta concentración iónica.

Los valores de CIT y COT a esta profundidad son muy bajos (Fig 32). Es en este estrato donde se presentan los valores más altos de susceptibilidad magnética asociados a un estrato de ceniza (Fig. 36).

210-90 cm.

Los taxa dominantes en orden de importancia por sus porcentajes son *Nitzchia spp*, *Amphora spp* y *Epithemia spp*, indican niveles lacustres

bajos, estas se asocian a *Thalassiosira* aff. *báltica* y *Anomoneis sphaerophora*, ambas indicadoras de ambientes salinos (Israde com.pers.) *Cyclotella meneghiniana* se presenta como subdominante. Especies acompañantes en valvas aisladas son *Nitzchia compressa* y *Cyclotella meneghiniana*, así como *Surirella linearis* var. *constricta* y *Craticula cuspidata*. Las espículas de esponja son muy abundantes y las valvas de diatomeas se encuentran muy retrabajadas.

Hacia la cima a 150 cm la especie más abundante es *Epithemia* spp y *Rhopalodia* spp, que viene sustituida por *Caloneis schumanniana* var. *biconstricta*, posteriormente a los 90cm de profundidad encontramos a *Thalassiosira báltica*. En este rango se presentan los valores más bajos tanto de carbono orgánico total, como de carbono inorgánico total (Fig.10). Valores altos y constantes de susceptibilidad magnética, que sugieren una mayor erosión en ese intervalo.

90-70 cm.

Aparecen formas bentónicas como *Nitzchia laevidensis* var. *salinarum*, indicadora de ambientes salinos y *Tetracyclus rupestris*, indicadora de aguas bajas (Israde com. pers.) a 80 cm de profundidad *Hantzchia amphioxys* se reporta como abundante, especie aerófila, indicadora de niveles bajos (Oliva-Martínez, 2005) también se presentan restos de *Craticula cuspidata* y abundantes espículas. Aparecen formas epifíticas indicadoras de condiciones más pantanosas y una fase lacustre más baja.

Empieza a observarse un incremento de COT, mientras que los valores de CIT permanecen bajos (Fig. 32).

70-0 cm.

Las valvas se observan muy retrabajadas.

Las formas bentónicas y epifíticas desaparecen. Abundancia de formas ticoplanctónicas arrafideas, el género más representativo o dominante es *Fragilaria spp*, *Ulnaria spp*, seguida por *Stephanodiscus spp*, como subdominantes, todas indicadoras de niveles altos, presencia de *Cocconeis placentula var. placentula*, indicadora de oxigenación. Restos de *Anomoneis sphaerophora* aunque no muy abundantes nos siguen indicando cierta salinidad que se corroboran con los altos picos de CIT además de a presencia de calcita. A 40cm el incremento de los valores de COT empiezan alcanzando un valor máximo en 30cm de profundidad (Fig. 32).

En esta trinchera se identificaron 16 minerales (Tabla 6): albita, anortita, anortoclasas, brucita, Calcio, calcita, cristobalita, cuarzo, espinela, estibita, feldespatos, halloysita, montmorillonita, Óxido de aluminio, Óxido de titanio y tridimita.

Tabla 6-Resultados de los análisis de DRX, trinchera Caseta.	
Muestra	minerales identificados
Cas 0cm	Crs, Cal, Brc, Mnt, Hll, Qz, Stb.
Cas 20cm	Ca ⁺² , Cal, Anc, Mnt, Qz, Spl.
Cas 120cm	Crs, Qz, Trd, Anc.
Cas 200cm	Fsp, Qz, Mnt, An, Hll, Óxido de titanio.
Cas 290cm	Qz, Hll, Spl, Ab, Mnt, Crs, Óxido de aluminio.
Ab=albita, An=anortita, Anc=anortoclasas, Brc=brucita, Ca ⁺² =Calcio, Cal=calcita, Crs=cristobalita, Fsp=feldespatos, Hll=halloysita, Mnt=montmorillonita, Qz=cuarzo, Spl=espinela, Stb=estibita, Trd=tridimita.	

El difractograma resultante de la muestra 290cm de la trinchera (Caseta) nos muestra un pico máximo de cuarzo, halloysita, espinela y albita, con picos de menor intensidad correspondientes a montmorillonita, cristobalita y Óxido de aluminio (Fig 41).

Hacia la cima a 200cm de profundidad los picos corresponden a feldespatos, cuarzo, montmorillonita y anortita, los picos pequeños en este difractograma son de halloysita y Óxido de titanio (Fig 40).

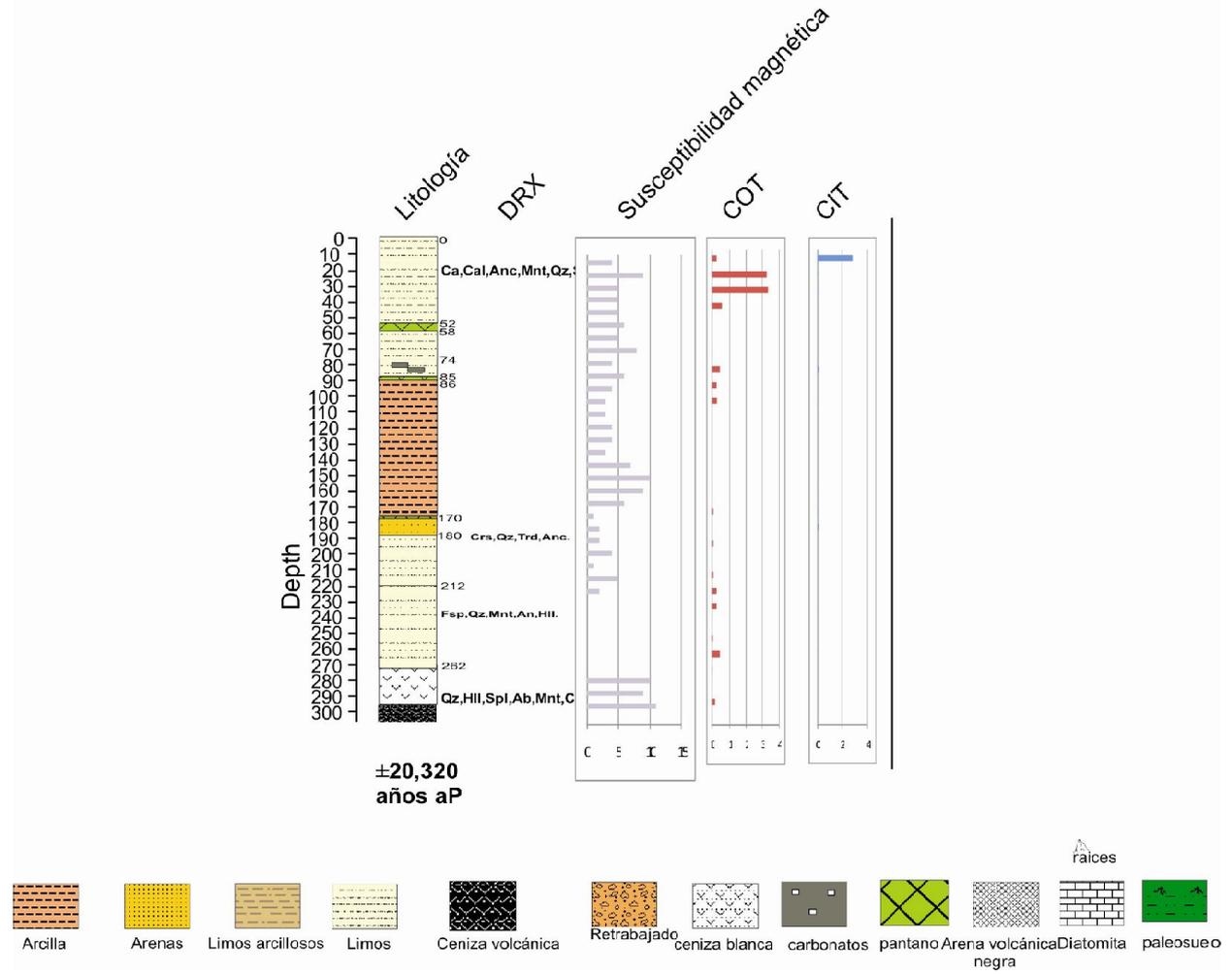
Ascendiendo estratigráficamente, muestra a 120cm un pico máximo de cristobalita y picos pequeños de cuarzo, tridimita y anortoclasas (Fig 39).

A 20cm aparece Calcio, calcita y anortoclasa presentandose intensidades menores correspondientes a montmorillonita, cuarzo y espinela (Fig 38).

Coronando la secuencia en la cima aparece un pico máximo de cristobalita, calcita y brucita con picos de menor intensidad correspondientes a montmorillonita, halloysita y cuarzo en la muestra a 0cm (Fig 37).

A lo largo de la secuencia de esta trinchera presenta valores muy bajos y no muy variables de susceptibilidad, encontrándose a 290-300cm los valores más altos registrados ($10 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). (Fig 36).

Fig 14-RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX), SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, CIT-COT Y ESTRATIGRAFÍA. CASETA, CUITZEO.



TRINCHERA CONVENTO (6,810 aP)

No se encontraron diatomeas, ninguna valva completa, los restos están retrabajados y no identificables.

A 220 cm de profundidad se encuentra el valor máximo de carbono inorgánico total, mientras que los valores de carbono orgánico total son muy bajos. Hacia la cima a 210 cm empiezan a aumentar el COT hasta 180cm, donde se presenta un brusco descenso hasta 100cm, mientras que CIT se mantiene con valores de alrededor de 2%. De 90 a 0 cm los valores de COT son relativamente altos, a 40 cm se registra el pico máximo, mientras que el CIT sigue manteniendo valores cercanos al rango anterior, (Fig 33).

Por medio del análisis de DRX se identificaron 11 minerales en esta trinchera (Tabla 7): albita, anortita, anortoclasas, brucita, calcita, cristobalita, cuarzo, espinela, feldespatos, montmorillonita y tridimita.

Tabla-7 Resultados de los análisis de DRX, trinchera Convento	
Muestra	minerales identificados
Conv 0cm	Qz,Spl,Mnt,Anc,Cal.
Conv 50cm	Trd,Mnt,Qz,Cal.
Conv 100cm	Brc,Spl,Mnt,An,Trd,Cal,Qz.
Conv 130cm	Cal,Trd,Fsp.
Conv 180cm	Mnt,Trd,Ab,Crs,Spl,Cal.
Conv 220cm	Ca ⁺² ,Mnt.
Ab=albita, An=anortita, Anc=anortoclasas, Brc=brucita, Cal=calcita, Crs=cristobalita, Fsp=feldespatos, Mnt=montmorillonita, Qz=cuarzo, Spl=espinela, Trd=tridimita.	

Se analizó la muestra 220cm de esta trinchera, mediante la técnica de difracción de rayos X, los resultados nos muestran un pico máximo de

Calcio, y con picos de menor intensidad correspondientes a montmorillonita (Fig 47).

La DRX para la muestra 180cm nos indica que la máxima intensidad corresponde a montmorillonita y tridimita, mientras que intensidades menores son de albita, cristobalita, espinela y calcita (Fig 46).

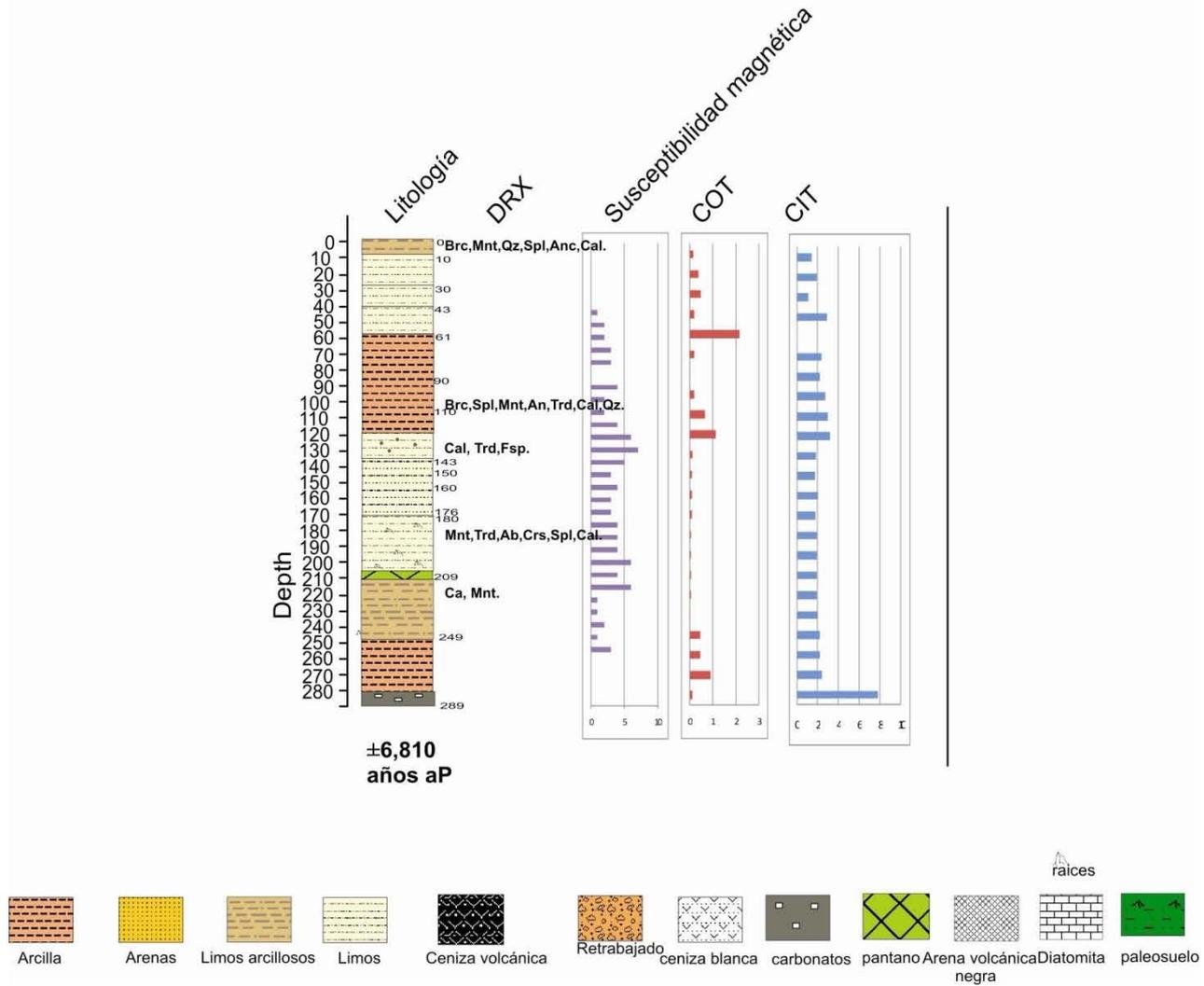
Hacia los 130 cm de profundidad predomina la calcita, tridimita y feldespatos, los minerales secundarios corresponden a albita, montmorillonita y cuarzo (Fig 45).

En el análisis de la muestra 100cm es característica brucita, espinela y montmorillonita. Las intensidades menores son de anortita, tridimita, calcita y cuarzo (Fig 44).

La muestra 0cm de esta trinchera, muestra un pico máximo de brucita, montmorillonita y cuarzo, los picos pequeños son de espinela, anortoclasas y calcita (Fig 42).

Valores muy bajos y no muy variables de susceptibilidad magnética en esta trinchera, el valor más alto registrado es de $7 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. (Fig 36). Es la fase de mayor erosión se encuentra de 210 a 90cm en el Holoceno reciente.

Fig 15 -RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX), SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, CIT-COT Y ESTRATIGRAFÍA. CONVENTO, CUITZEO.



TRINCHERA DON CHAVA (10,040 aP)

350-280cm.

Es notoria una abundancia de especies bentónicas entre las que destacan *Gomphonema spp*, (dominante) *Amphora spp* y *Nitzchia spp*, especies retrabajadas, abundantes restos de *Anomoneis sphaerophora*, todas ellas indicadoras de niveles bajos y tendientes a salinos coincidiendo con valores altos de CIT. Abundantes espículas de esponjas. Niveles mínimos de COT (Fig.34).

280-150cm.

Se observan especies ticoplanctónicas, *Fragilaria spp* son los taxa dominantes, indicadoras de aguas mas profundas hay abundantes espículas de esponja, hacia 230cm *Cocconeis placentula* es dominante indica un descenso del nivel lacustre y aguas más oxigenadas (Bradbury, 2000). Existe la presencia de *Eunotia circumborealis*, *Caloneis undulata*, pero en porcentajes no muy significativos. A 210 cm siguen siendo muy abundantes *Fragilaria spp* y *Cocconeis placentula* mientras que los restos de *Anomoneis sphaerophora* siguen presentes, sugiriendo un ambiente salino. A 190cm aparece *Cyclotella meneghiniana* con varias valvas completas e identificables, así como abundantes restos de *Anomoneis sphaerophora*. Se registra un descenso en las concentraciones de carbono inorgánico total (CIT), paralelamente a un ligero aumento en el contenido de carbono orgánico total (COT), Indicando mayor productividad y estabilidad lacustre.

A 220 y 230cm se tienen los valores más altos de susceptibilidad magnética, coincidiendo con el estrato de 30cm de ceniza que se encuentra a 200cm y se extiende hasta 220cm de profundidad.

150-90cm.

Las abundancias totales de especies de diatomeas declinan hasta casi desaparecer, en 130 cm de profundidad encontramos escasas valvas

de *Stephanodiscus transilvanicus*, que nos indica niveles bajos, especie que crece sobre natas flotantes, sustratos arcillosos, etc. (Oliva-Martínez, 2005). Presencia de abundantes espículas de esponjas y muy pocos restos de diatomeas fragmentadas.

Niveles muy bajos de CIT mientras que el contenido de COT se mantienen parecidos que los del estrato anterior.

90-0cm.

Restos de *Anomoneis sphaerophora*, especie halobia, indicadora de ambientes salinos. La presencia de *Eunotia spp.* y otras especies bentónicas (*Pinnularia spp.*, *Sellaphora pupula* var. *pupula* y *Epithemia adnata*) son indicadoras de niveles lacustres bajos (Gasse, 1980). El contenido de carbono inorgánico total casi desaparece al igual que COT que presenta niveles muy bajos.

Por medio del análisis de difracción de rayos X se identificaron 10 minerales en la trinchera (Tabla 8): albita, anortita, anortoclasas, Calcita magnésica, cristobalita, cuarzo, espinela, halloysita, montmorillonita y tridimita.

Tabla 8- Resultados de los análisis de DRX, trinchera Don Chava	
Muestra	minerales identificados
Dn Ch 0cm	Crs,Qz,Hll,Ca,Mg,An,Mnt,Trd.
Dn Ch 70cm	Crs,Anc,Qz,Mnt,Trd,Hll.
Dn Ch 130cm	Mnt,Trd,Qz,Crs,Hll,Anc.
Dn Ch 180cm	Brc,Trd,Spl,Qz,An,Cal, Ab,Mnt.
Dn Ch 210cm	Qz,Mnt,Spl,Ab,Crs,Trd.
Dn Ch 260cm	Mnt,Ab,Crs,Spl,Qz.
Dn Ch 330cm	Qz,Ab,Mnt,Crs,Spl,Trd.
Ab=albita, An=anortita, Anc=anortoclasas, Cal=calcita, Crs=cristobalita, Hll=halloysita, Mnt=montmorillonita, Qz=cuarzo, Spl=espinela, Trd=tridimita.	

A 330 cm aparece un pico máximo de cuarzo, albita y montmorillonita con picos de menor intensidad correspondientes a cristobalita, espinela y tridimita (Fig 54).

La DRX para la muestra 260 cm nos indica que la máxima intensidad corresponde a montmorillonita, albita, cristobalita y espinela, mientras que intensidades menores son de cuarzo (Fig 53).

En 210 cm de profundidad tenemos una muestra predominantemente de cuarzo, montmorillonita y espinela, los minerales secundarios ahí encontrados corresponden a albita, cristobalita y tridimita (Fig 52).

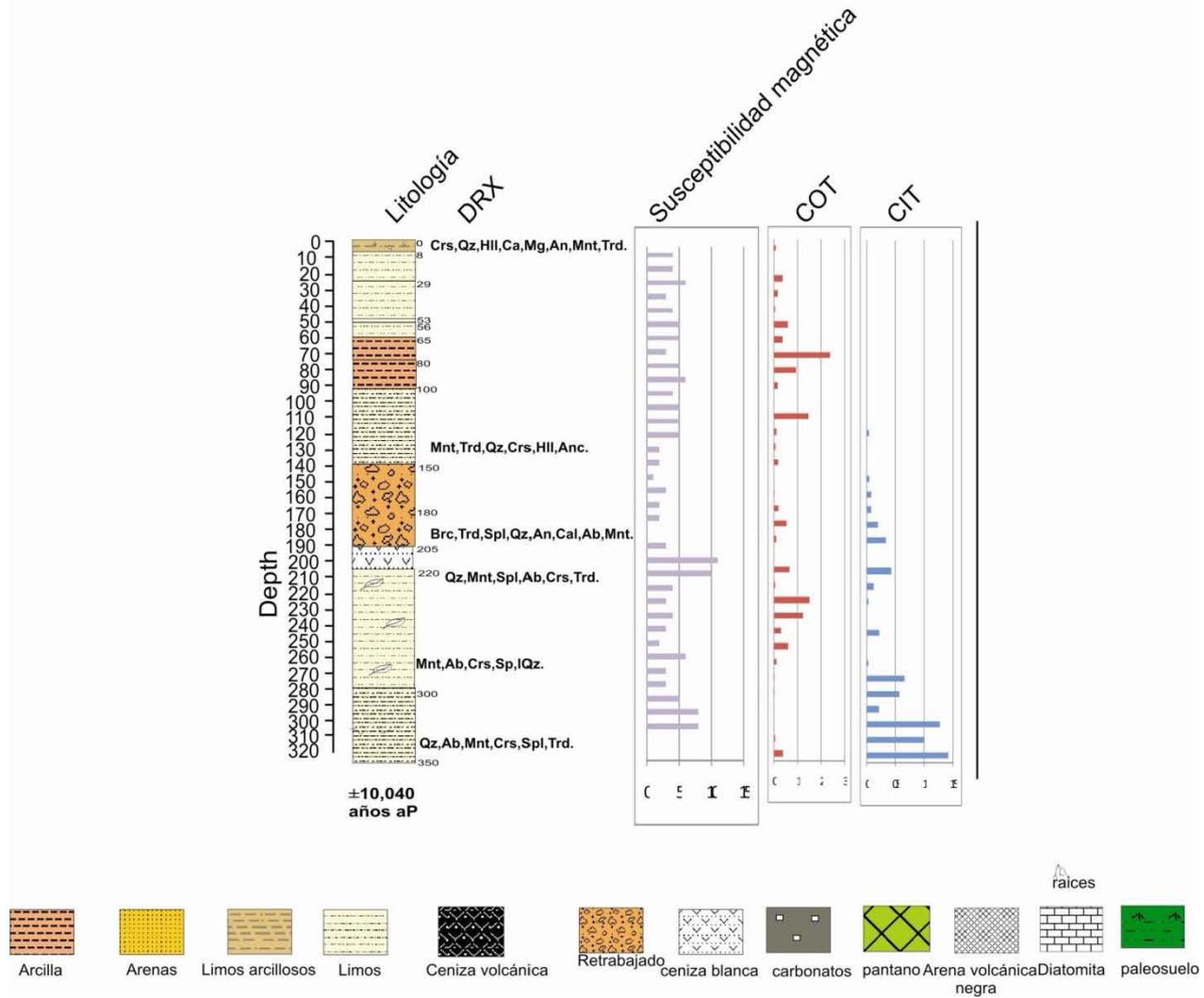
En el análisis de la muestra 180cm mediante difracción de rayos X, se observa que la intensidad más alta corresponde a brucita, tridimita, espinela y cuarzo. Las intensidades menores son de anortita, calcita y albita y montmorillonita (Fig 51).

La muestra 130cm de esta trinchera, en el difractograma nos muestra un pico máximo de montmorillonita y tridimita, los picos pequeños son de cuarzo, cristobalita, halloysita y anortoclasas (Fig 50).

En la muestra 0 cm se encontraron picos máximos de intensidad correspondientes a cristobalita, cuarzo y halloysita, los picos menores corresponden a Calcio, Magnesio, anortita, montmorillonita y tridimita (Fig 48).

En esta secuencia se observan valores muy bajos y no muy variables de susceptibilidad magnética, el más alto es $11 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$, y se registra a 220 y 230cm. (Fig 36).

Fig 16-RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX), SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, CIT-COT Y ESTRATIGRAFÍA. DON CHAVA, CUITZEO.



TRINCHERA BUENAVISTA (23,380 aP)

320-260cm.

Escasas diatomeas que en su mayoría se encuentran totalmente fragmentadas. Aguas bajas, más o menos oxigenadas y salinas, sugeridas por la presencia del género *Epithemia turgida*, *Gomphonema parvulum*, *Cymbella spp* (aguas bajas), *Cocconeis placentula* (aguas oxigenadas), *Anomoneis sphaerophora* y *Cyclotella meneghiniana* (aguas salinas), coincidiendo con los porcentajes de CIT altos indicando niveles lacustres bajos y valores bajos de COT (Fig 35).

260-40cm.

No se registran diatomeas, solamente espículas.

El contenido de carbono inorgánico total se mantiene en niveles, mientras que el contenido de carbono orgánico total aumenta progresivamente hacia la cima. Los valores de susceptibilidad magnética de 140 a 145 cm son los más altos de toda la columna y en este intervalo los más constantes indicando la fase de mayor aporte de líticos por una emisión volcánica. Otros valores también altos respecto a columna total se observan entre 210 y 150 cm donde la secuencia limosa se intercala entre dos niveles volcánicos.

40-0cm.

Muy pocas diatomeas retrabajadas, la presencia de *Anomoneis sphaerophora* nos indica aguas bajas y salinas.

Niveles relativamente bajos de carbono inorgánico total.

Por medio del análisis de difracción de rayos X se identificaron 11 minerales en la trinchera (Tabla 9): albita, anortita, Calcio, calcita, cristobalita, cuarzo, espinela, halloysita, limolita, montmorillonita y tridimita.

Tabla 9- Resultados de los análisis de DRX, trinchera Buenavista	
Muestra	minerales identificados
Bv 10cm	Qz, Cal, Ab, Mnt.
Bv 60cm	Ab, Cal, Spl, Qz, Mnt, Crs, Hll.
Bv 90cm	Qz, Ab, Mnt.
Bv 180cm	Qz, Si, Hll, An, Mnt, Lim, Crs.
Bv 270cm	Ab, Mnt, Qz, Li, Spl.
Bv 330cm	Ab, Qz, Ca ⁺²
Ab=albita, An=anortita, Ca ⁺² =Calcio, Cal=calcita, Crs=cristobalita, Hll=halloysita, Lim=limolita, Mnt=montmorillonita, Qz=cuarzo, Spl=espinela, Trd=tridimita.	

La DRX para la muestra 330cm de profundidad nos indica que la máxima intensidad corresponde a albita y cuarzo mientras que intensidades menores son de Calcio (Fig 60).

En 270 cm de profundidad tenemos una muestra predominantemente de albita, montmorillonita y cuarzo, los minerales secundarios encontrados corresponden a limolita y espinela (Fig 59).

En el análisis de la muestra correspondiente al intervalo 180 cm mediante difracción de rayos X, se observa que la intensidad más alta corresponde a cuarzo, Óxido de sílice, halloysita y anortita. Las intensidades menores son de montmorillonita, limos y cristobalita (Fig 58).

La muestra 90 cm un pico máximo de cuarzo y albita. Y en menor cantidad montmorillonita (Fig 57).

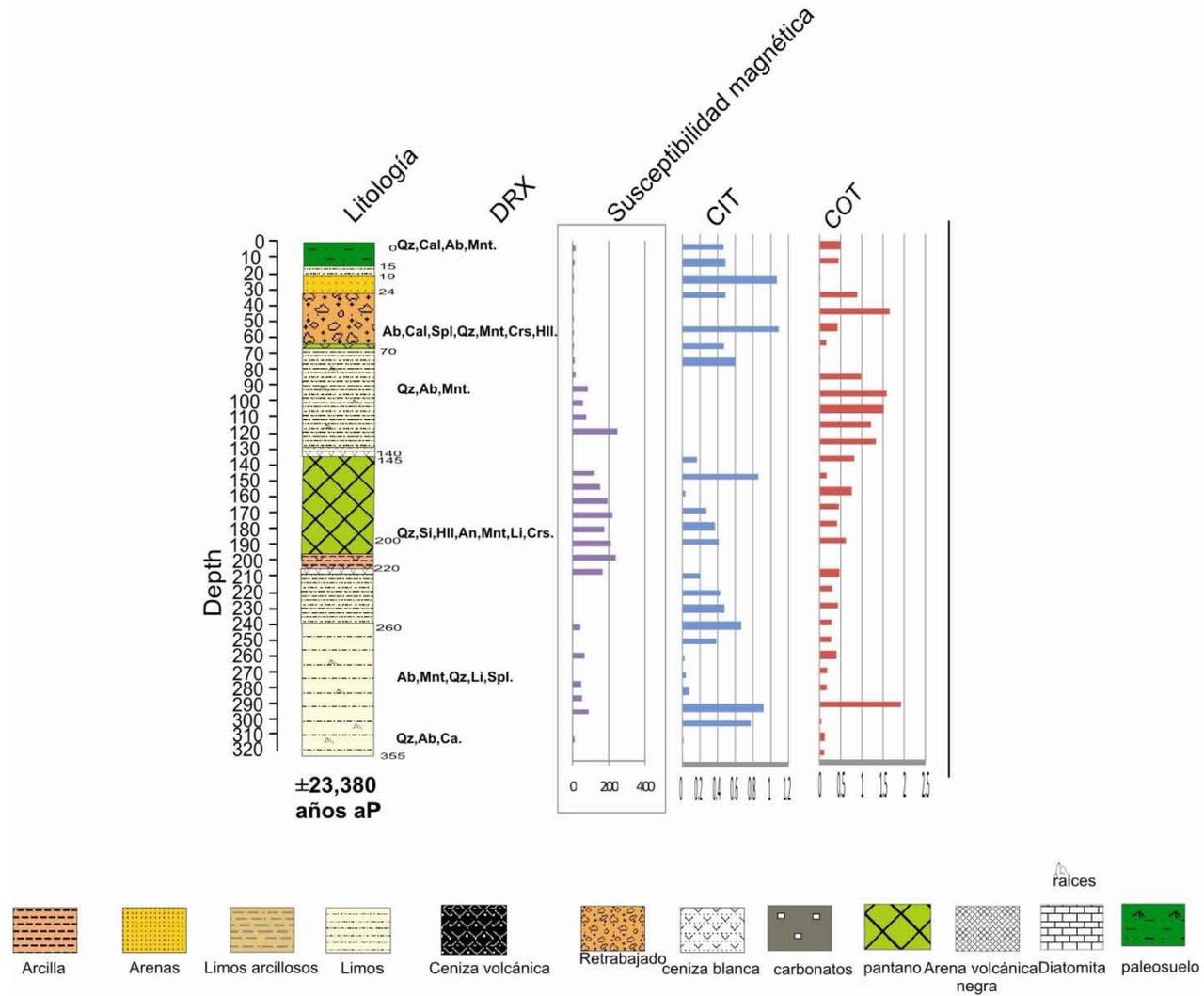
En la muestra 60cm se encontraron picos máximos de intensidad correspondientes a albita, calcita y espinela, los picos menores corresponden a cuarzo, montmorillonita, cristobalita, y halloysita (Fig 56).

Mediante DRX se analizó la muestra 10cm de esta trinchera encontrándose picos máximos de intensidad de cuarzo, calcita y albita, los picos menos intensos corresponden a montmorillonita (Fig 55).

La característica más sobresaliente en los perfiles de esta trinchera es la gran variabilidad de las concentraciones de minerales magnéticos en comparación a las otras 3 trincheras de Cuitzeo. Los valores más altos se encuentran en el estrato de 230 a 130cm de profundidad, encontrándose dentro de este el valor máximo ($250 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$), a 130cm. (Fig 36).

Esta trinchera es la más nordica de las facies distales del lago. Se observa una gran erosión y retrabajamiento de la secuencia. Es posible que la secuencia completa este retrabajada.

Fig 17-RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX), SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, CIT-COT Y ESTRATIGRAFÍA. BUENAVISTA, CUITZEO.



10.4 TAXONOMÍA DE LAS DIATOMEAS DE LA REGION DE ZACAPU. TRINCHERAS DE LA REGIÓN DE ZACAPU.

TR. 1CAN1108-ZACAPU.

En la trinchera 1can1108 se encontraron un total de 26 especies de diatomeas (Ver Fig. 61 y 62), de las cuales: 1 es planctónica, 3 son ticoplanctónicas, 19 son bentónicas, 1 bentónica salina y 2 perifíticas:

Tabla 10-LISTADO TAXONÓMICO Y HABITAT DE LAS ESPECIES DE DIATOMEAS IDENTIFICADAS EN LA TRINCHERA 1CAN1108, ZACAPU, MICHOACÁN.

Trinchera 1Can1108	hábitat
<i>Achnantes spp.</i>	bentónica
<i>Achnantes delicatula spp delicatula</i>	bentónica
<i>Achnantes hungarica</i>	bentónica
<i>Amphora ovalis</i>	bentónica
<i>Aulacoseira granulata var. angustissima</i>	plantónica
<i>Cocconeis placentula var. lineata</i>	bentónica
<i>Cocconeis placentula var. placentula</i>	bentónica
<i>Cymbella aspera</i>	perifítica
<i>Epithemia turgida</i>	bentónica
<i>Eunotia bilunaris</i>	bentónica
<i>Eunotia circumborealis</i>	bentónica
<i>Eunotia implicata</i>	bentónica
<i>Fragilaria brevistriata</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria construens</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria sp</i>	ticoplanctónica
<i>Gomphonema acuminatum</i>	bentónica
<i>Gomphonema parvulum</i>	bentónica
<i>Gomphonema truncatum</i>	bentónica
<i>Hantzchia amphioxys</i>	aerófila salina
<i>Navicula aff. veneta</i>	bentónica
<i>Navicula arvensis</i>	bentónica
<i>Navicula clementis</i>	bentónica
<i>Neidium iridis</i>	perifítica
<i>Pinnularia gibba</i>	bentónica
<i>Rhopalodia gibba</i>	bentónica
<i>Sellaphora laevissima</i>	bentónica

TR. POZO "NORIA" CANTABRIA-ZACAPU.

En la trinchera Noria Cantabria se encontraron un total de 41 especies de diatomeas (Ver Fig. 63, 64 y 65), de las cuales: 10 son planctónicas, 5 son ticoplanctónicas, 21 son bentónicas, 3 perifíticas y 2 aerófilas.

Tabla 11-LISTADO TAXONÓMICO Y HÁBITAT DE LAS ESPECIES DE DIATOMEAS IDENTIFICADAS EN LA TRINCHERA NORIA CANTABRIA, ZACAPU, MICHOACÁN.

Trinchera Noria Cantabria	hábitat
<i>Achnantes depresa</i>	bentónica
<i>Achnantes exigua</i> var. <i>Exigua</i>	bentónica
<i>Achnantes lanceolata</i> ssp <i>lanceolata</i> var. <i>boyei</i>	bentónica
<i>Achnantes minutissima</i> var. <i>jackii</i>	bentónica
<i>Amphora copulata</i>	bentónica
<i>Amphora ovalis</i>	bentónica
<i>Aulacoseira ambigua</i>	planctónica
<i>Aulacoseira granulata</i> var. <i>angustissima</i>	planctónica
<i>Aulacoseira granulata</i> var. <i>monoespina</i>	planctónica
<i>Aulacoseira itálica</i>	planctónica
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i>	bentónica
<i>Cyclotella meneghiniana</i>	perifítica
<i>Cyclotella ocellata</i>	perifítica
<i>Cymbella mexicana</i>	bentónica
<i>Denticula</i> sp	aerófila
<i>Fragilaria brevistriata</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria capucina</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria construens</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria</i> sp	ticoplanctónica
<i>Fragilaria tenera</i>	ticoplanctónica
<i>Gomphonema bavaricum</i>	bentónica
<i>Gomphonema gracile</i>	bentónica
<i>Gomphonema mexicanum</i>	bentónica
<i>Gomphonema parvulum</i>	bentónica
<i>Hantzchia amphioxys</i>	aerófila
<i>Navicula capitorradiata</i>	bentónica

<i>Navicula rhyncocephala</i>	bentónica
<i>Navicula cryptocephala</i>	bentónica
<i>Navicula radiosa</i>	bentónica
<i>Nitzschia amphibioides</i>	bentónica
<i>Nitzschia capitellata</i>	bentónica
<i>Rhopalodia gibba</i>	bentónica
<i>Sellaphora laevissima</i>	bentónica
<i>Sellaphora pupula</i> var. <i>pupula</i>	bentónica
<i>Stauroneis phoenicenteron</i>	perifítica
<i>Stephanodiscus carconensis</i>	planctónica
<i>Stephanodiscus excentricus</i>	planctónica
<i>Stephanodiscus minutus</i>	planctónica
<i>Stephanodiscus niagarae</i>	planctónica
<i>Stephanodiscus oregonicus</i>	planctónica

TR. 3 CANTABRIA-ZACAPU.

En la trinchera 3 se encontraron un total de 19 especies de diatomeas (Ver Fig. 66 y 67), de las cuales: 7 son planctónicas, 4 son ticoplanctónicas y 8 son bentónicas.

Tabla 12-LISTADO TAXONÓMICO Y HÁBITAT DE LAS ESPECIES DE DIATOMEAS IDENTIFICADAS EN LA TRINCHERA 3, ZACAPU, MICHOACÁN.

Trinchera 3	hábitat
<i>Achnantes lanceolata</i>	bentónica
<i>Achnantes lanceolata</i> var. <i>minutissima</i>	bentónica
<i>Amphora ovalis</i>	bentónica
<i>Aulacoseira ambigua</i>	planctónica
<i>Aulacoseira granulata</i> var. <i>angustissima</i>	planctónica
<i>Aulacoseira granulata</i> var. <i>monoespina</i>	planctónica
<i>Aulacoseira itálica</i>	planctónica
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>placentula</i>	bentónica
<i>Fragilaria brevistriata</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria capucina</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria tenera</i>	ticoplanctónica

<i>Navicula capitorradiata</i>	bentónica
<i>Nitzchia capitellata</i>	bentónica
<i>Pinnularia stomatophora</i>	bentónica
<i>Sellaphora laevissima</i>	bentónica
<i>Stephanodiscus carconensis</i>	planctónica
<i>Stephanodiscus excentricus</i>	planctónica
<i>Stephanodiscus niagarae</i>	planctónica
<i>Ulnaria ulna</i>	ticoplanctónica

14.2.3.4 TR. POZO CANTABRIA-ZACAPU.

En la trinchera Pozo Cantabria se encontraron un total de 40 especies (Ver Fig. 68, 69 y 70), de las cuales: 5 son ticoplanctónicas, 31 son bentónicas, 3 bentónicas salinas y 1 es perifítica:

Tabla 13 LISTADO TAXONÓMICO Y HÁBITAT DE LAS ESPECIES DE DIATOMEAS IDENTIFICADAS EN LA TRINCHERA POZO CANTABRIA, ZACAPU, MICHOACÁN.

Trinchera Pozo Cantabria	hábitat
<i>Achnantes minutissima</i> var. <i>jackii</i>	bentónica
<i>Amphora copulata</i>	bentónica
<i>Amphora ovalis</i>	bentónica
<i>Amphora veneta</i>	bentónica
<i>Anomoneis sphaerophora</i>	bentónica salina
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i>	bentónica
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>placentula</i>	bentónica
<i>Cymbella aspera</i>	bentónica
<i>Denticula</i> aff. <i>valida</i>	bentónica salina
<i>Encyonema silesiaca</i>	bentónica
<i>Epithemia turgida</i> var. <i>westermanni</i>	bentónica
<i>Eunotia</i> aff. <i>formica</i>	bentónica
<i>Eunotia</i> aff. <i>solerolii</i>	bentónica
<i>Eunotia arcus</i>	bentónica
<i>Eunotia monodon</i>	bentónica
<i>Eunotia pectinalis</i>	bentónica
<i>Eunotia pectinalis</i>	bentónica

<i>Fragilaria brevistriata</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria construens</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria subsalina</i>	ticoplanctónica
<i>Fragilaria spp</i>	ticoplanctónica
<i>Gomphonema acuminatum</i>	bentónica
<i>Gomphonema aff. gracile</i>	bentónica
<i>Gomphonema gracile</i>	bentónica
<i>Gomphonema mexicanum</i>	bentónica
<i>Gomphonema parvulum</i>	bentónica
<i>Gomphonema subclavatum</i>	bentónica
<i>Hantzschia amphioxys</i>	aerófila
<i>Luticola goeppertiana</i>	bentónica
<i>Luticola mutica</i>	Perifítica
<i>Navicula aff. veneta</i>	bentónica
<i>Navicula criptotenella</i>	bentónica
<i>Nitzschia aff. lanceolata</i>	bentónica
<i>Nitzschia amphibioides</i>	bentónica
<i>Pinnularia aff. braunii</i>	bentónica
<i>Pinnularia gibba</i>	bentónica
<i>Pinnularia spp</i>	bentónica
<i>Planothidium lanceolatum</i>	bentónica
<i>Sellaphora pupula var. pupula</i>	bentónica
<i>Ulnaria ulna</i>	ticoplanctónica

Con el propósito de reconstruir el Cuaternario tardío-Holoceno en la región de Zacapu e identificar eventos importantes que han marcado la evolución se realizó el análisis de las fluctuaciones en las abundancias de diatomeas en conjunto con COT, CIT, difracción de rayos X y susceptibilidad magnética. Se cuenta solamente con un fechamiento en la base de dos de las trincheras que llega a 39,200 años aP (AMS). Sin embargo es posible inferir algunos intervalos de edad de los eventos de sedimentación a partir de correlaciones con el registro de Ortega *et al*, 2002.

10.4.1 DIATOMEAS, CIT-COT, DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX) Y SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS TRINCHERAS DE ZACAPU.

TRINCHERA 1CAN1108 (34,500 aP)

Extrapolando si el depósito sedimentario fuera constante las fechas de los intervalos corresponderían al rango que se encuentra subrayado en el texto.

En el registro Cuaternario tardío de esta trinchera se presentan 2 zonas bien diferenciadas desde el punto de vista paleoambiental:

ZONA I 170-135cm. (de 34,500 a ca. 26,383 aP?) (Gráfico 5).

Este periodo puede ser caracterizado por la presencia de especies bentónicas ($\geq 75\%$) destacando *Eunotia spp*, *Gomphonema spp*, y *Pinnularia gibba*, indicadoras de poca profundidad (Gasse, 1980), paralelo al descenso brusco de *Cocconeis placentula* ($\leq 7\%$). El incremento de la abundancia relativa de especies aerófilas entre las que destacan *Hantzchia amphioxys* (16.5%) es un organismo oligohalobio (tolerantes a concentraciones pequeñas de salinidad $\leq 5,000$ mg/l), alcalífilo (aguas alcalinas, pH ≥ 7 , preferentemente 7 a 9.5), aerófilo, capaz de vivir en condiciones extremadamente secas. Mesoeuritermal fría a templada de 11 a 25°C (Oliva-Martínez, 2005), que aunque no es dominante representa una forma característica de esta columna. Se presentan restos de *Anomoneis sphaerophora* abundantes, indicadora de ambientes salinos.

Los valores de carbono orgánico total se encuentran elevados, (Fig 71) y estables en esta fase, indicando alta productividad (Ortega *et al*, 2002), en esta zona también se registran porcentajes elevados de carbono inorgánico, lo que sugiere un gran aporte de carbonatos quizás de origen

biogénico (Metcalf, 1992) o bien fases poco profundas (Ortega *et al*, 2002) en un hábitat pantanoso de alta productividad.

Aparecen dos eventos volcánicos a 150cm y 140cm coincidiendo con valores altos de susceptibilidad magnética.

La difracción de rayos X a 170cm nos muestra un pico máximo de anortita y otro de andesina, seguido de picos menores de cristobalita y magnetita (Fig 77).

ZONA II 130-10cm. (de ca. 26,385? a ca. 2,030 aP?)

En esta zona las especies bentónicas que caracterizaron el ciclo anterior descienden en sus abundancias y aumenta considerablemente la abundancia de formas ticoplanctónicas (*Fragilaria spp* y *Ulnaria ulna*), con porcentajes mayores a 55% indicadoras de un incremento del nivel del lago y condiciones de alcalinidad media y aguas menos turbias que en la fase anterior, sugerido por la aparición de *Cocconeis placentula* ($\geq 38\%$) especie indicadora de aguas oxigenadas (Bradbury, 2000), mesoeuritermal con gradientes de temperatura que van de 11 a 25°C, alcalibióntica pH 6.3 a 9.5 (Oliva-Martínez, 2005). Se observa paralelamente un descenso en las abundancias de *Eunotia spp*, (*Eunotia circumborealis* y *Eunotia bilunaris*), *Gomphonema spp*, *Pinnularia spp* y *Hantzchia amphioxys*, interrumpida por una corta fase donde desciende *Cocconeis placentula* y aumenta *Fragilaria spp* hacia la cima.

Coincidiendo con los resultados en los análisis de COT que son bajos a lo largo de esta zona, sugieren un aporte de materia orgánica menor, que aumentan en la cima coincidiendo con el nivel donde aparece el suelo, generalmente rico en materia orgánica.

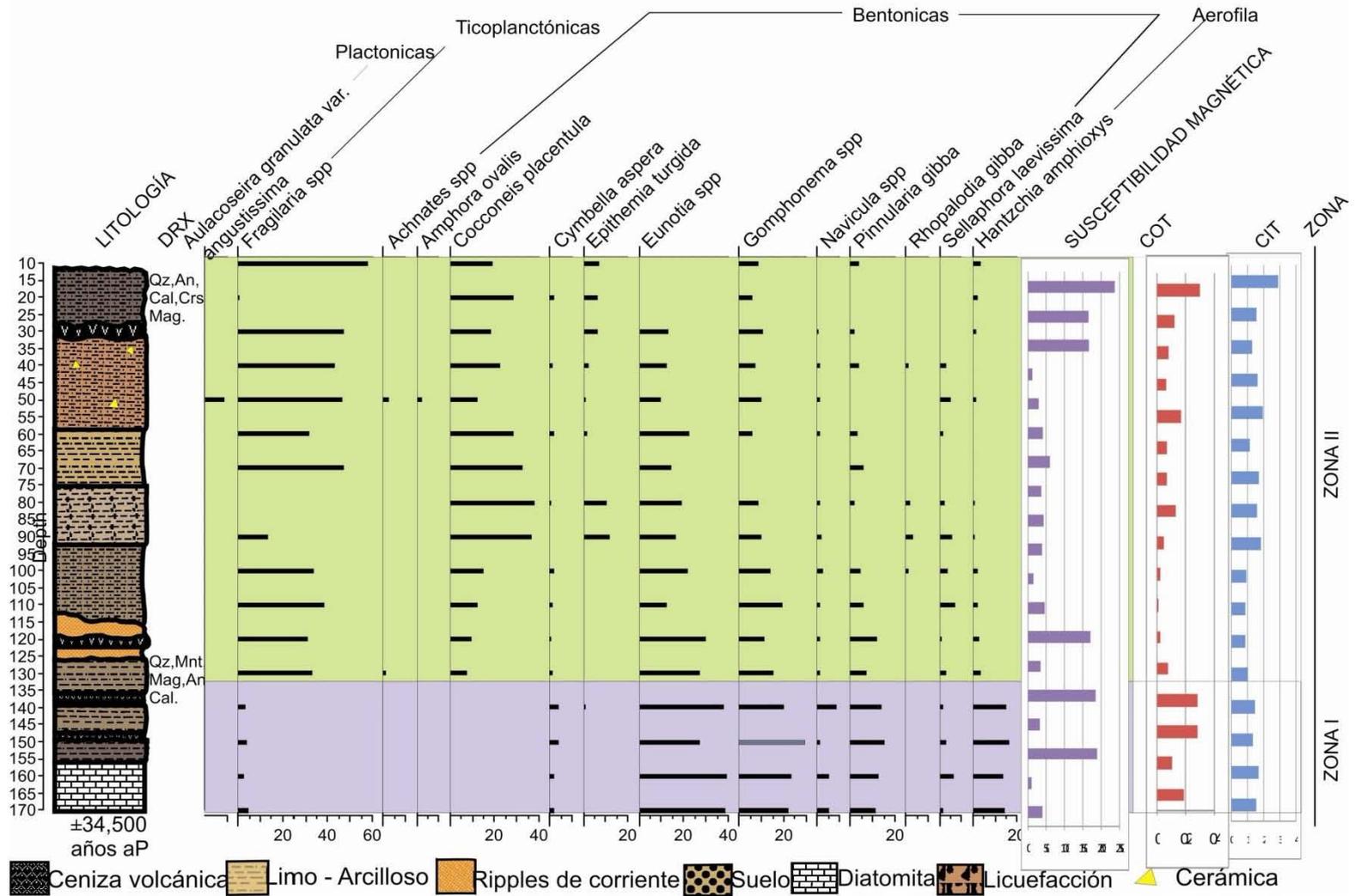
De 30 a 0cm se encuentran los valores máximos de susceptibilidad magnética siendo significativos de 0 a 20 cm además de 120, 140 y 160 cm, sugiriendo la mayor erosión en la cuenca en esta etapa del lago, que se asocia a la presencia de magnetita y cenizas volcánicas (Fig 75).

El difractograma realizado a la muestra de 10 cm de profundidad nos muestra un pico máximo de cuarzo y otro de anortita (Fig 76).

Mediante el análisis de DRX se identificaron 8 minerales en esta trinchera (Tabla 14): albita, andesina, anortita, calcita, cristobalita, cuarzo, magnetita y montmorillonita.

Tabla 14- Resultados de los análisis de DRX, trinchera 1can1108.	
Muestra	minerales identificados
1Can1108 0cm	Qz,An,Cal,Crs,Mag.
1Can1108 70cm	Qz,Mnt,Mag,An,Cal.
Ab=albita, Ans=andesina, An=anortita, Cal=calcita, Crs=cristobalita, Mag=magnetita, Mnt=montmorillonita, Qz=cuarzo.	

Fig 18-RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX), SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, DIATOMEAS, CIT-COT Y ESTRATIGRAFÍA. 1CAN1108 ZACAPU



TRINCHERA NORIA CANTABRIA (39,200 aP)

Extrapolando si el depósito sedimentario fuera constante las fechas de los intervalos corresponderían al rango que se encuentra subrayado en el texto.

Se ha dividido la secuencia analizada de esta trinchera en 6 zonas:

ZONA I 310-245cm. (de 39,200 a ca. 30,980 aP?)

De 310 a 295cm se observa la dominancia de *Aulacoseira granulata* comunes en ambientes de turbidez. Esta especie tolera aguas cálidas, pero no muy calientes, se desarrolla bien en aguas de alcalinidad media a baja (6.3-9) y con mayor cantidad de nutrientes (Gasse, 1980), constituye más del 50% de la flora algal de esta zona y viene acompañada de *Stephanodiscus niagarae* y *Fragilaria spp* (*Fragilaria brevistriata*, *Fragilaria construens*, *Fragilaria capucina* y *Fragilaria tenera*). De 295 a 280 cm se registra un decremento de *Aulacoseira spp* (24%) (*Aulacoseira ambigua*, *Aulacoseira granulata* var. *angustissima*, *Aulacoseira granulata* var. *monoespina* y *Aulacoseira italica*) y aumento de *Stephanodiscus spp* (45%), y *Fragilaria spp* (30%), especies características de aguas profundas. De 280 a 245 cm de nuevo aumento de *Aulacoseira spp* (60%) y decremento de *Stephanodiscus spp* (25%) y *Fragilaria spp* (10%).

En esta zona es donde se encuentran los valores máximos de CIT y los mínimos de COT (Fig. 72). Los valores de susceptibilidad magnética son altos y significativos, y coinciden con eventos volcánicos con presencia de magnetita.

A 287cm el valor más alto de susceptibilidad magnética, a 267cm un valor de menor intensidad (Fig. 75).

El análisis de DRX de la muestra 287 cm detecta labradorita, anortita, albita y maghemita con los valores máximos y los picos menores corresponden a restos de cristobalita y magnetita, (Fig 79).

ZONA II 245-145cm. (de ca. 30,980? ca. 18,336 aP?)

Se registra un ligero decremento en las abundancias relativas de *Aulacoseira spp* (50 a 20%), *Stephanodiscus niagarae* ($\leq 10\%$) y *Fragilaria spp* ($\leq 4\%$), paralelo a un aumento considerable en poblaciones de *Stephanodiscus minutus* (50%) y *Stephanodiscus excentricus* (38%), ambas indicadoras de profundidad (Bradbury, 2000) sugiriendo una fase de aguas más profundas, y oxigenadas sugeridas por la presencia de *Cocconeis placentula*, que se mantiene constante en la zona I, II y III.

Los valores de carbono inorgánico total declinan.

ZONA III 145-120cm. (de ca. 18,336? a ca.15,175 aP?)

Esta zona se caracteriza por el ligero aumento de *Fragilaria spp* (arriba del 15%), condiciones de alcalinidad media. Y por el marcado incremento de *Aulacoseira spp* (45%) (*Aulacoseira granulata* var. *angustissima*, *Aulacoseira granulata* var. *monoespina*, *Aulacoseira itálica* y *Aulacoseira ambigua*) que en conjunto alcanzan mas del 50% de la abundancia total, estas especies son indicadoras de mayor turbidez y de aguas más bajas (Gasse, 1980). El descenso paralelo de *Stephanodiscus excentricus* (2%), *Stephanodiscus minutus* (2%), y el brusco aumento de *Stephanodiscus niagarae* ($>50\%$) indica un aumento importante de la profundidad.

CIT Y COT permanecen casi constantes y con valores muy parecidos a la zona II.

El pico en los valores de susceptibilidad magnética registrado coincide con la presencia de cenizas volcánicas, y por medio de DRX se registra la presencia de magnetita. Se registra un valor alto de susceptibilidad magnética a 120 cm en esta zona (Fig.75).

Se identificaron 11 minerales en esta trinchera (Tabla 15): albita, anortita, calcita, cristobalita, cuarzo, halloysita, labradorita, maghemita, magnetita, montmorillonita y sanidina.

Tabla 15- Resultados de los análisis de DRX, trinchera nCan	
Muestra	minerales identificados
Ncan 70cm	Sa,Ab,Mnt,An,Mag,Cal.
Ncan 100cm	An,Ab,Crs,Hll,Mag,Qz.
Ncan 287cm	Lb,An,Ab,Mgh,Crs,Mag.
Ab=albita, An=anortita, Cal=calcita, Crs=cristobalita, Hll=halloysita, Lb=labradorita, Mgh=maghemita, Mag=magnetita, Mnt=montmorillonita, Qz=cuarzo, Sa=sanidina.	

Se realizó el análisis por difracción de rayos X de la muestra 100cm de esta trinchera y los picos máximos registrados corresponden a anortita y albita, picos más pequeños son de cristobalita, halloysita, magnetita y cuarzo (Fig 78).

ZONA IV 120-80cm. (de ca. 15,175? a ca. 10,117 aP?)

Presenta una brusca desaparición de formas planctónicas y un aumento de abundancias de *Aulacoseira spp*, y aparición de *Achnantes spp* (45%) indicadoras de niveles bajos, esta última es epifita (Gasse, 1980), sugiriendo aguas turbias y poco profundas (Oliva-Martínez, 2005), *Fragilaria spp* casi desaparece (10%), Y otras formas bentónicas como *Cocconeis placentula* var. *lineata*. *Gomphonema spp*, *Navicula spp* y *Nitzchia spp* se mantienen aunque en proporciones pequeñas ($\leq 1\%$).

El carbono inorgánico total presenta valores muy bajos al igual que en zona II y III, mientras que COT se mantiene (Fig. 72).

Se registra un valor de alto de susceptibilidad magnética que coincide con un evento volcánico registrado en la litología de la zona por la presencia de cenizas volcánicas, y por medio de DRX se registra la

presencia de magnetita. La susceptibilidad magnética presenta valores altos a 80cm.

ZONA V 80-25cm (de ca. 10,117? a ca. 3,162 aP?)

Desaparecen casi en su totalidad las diatomeas presentándose escasas valvas de formas de ambientes aerófilos y salinos (*Hantzchia amphioxys* ($\leq 1\%$) y abundantes restos de *Anomonois sphaerophora*. En este intervalo observamos dos grandes eventos volcánicos que inhibieron el desarrollo de las diatomeas.

Los valores de CIT siguen siendo muy pequeños mientras que los de COT aumentan progresivamente.

ZONA VI 25-0cm (de ca. 3,162 aP?- al presente)

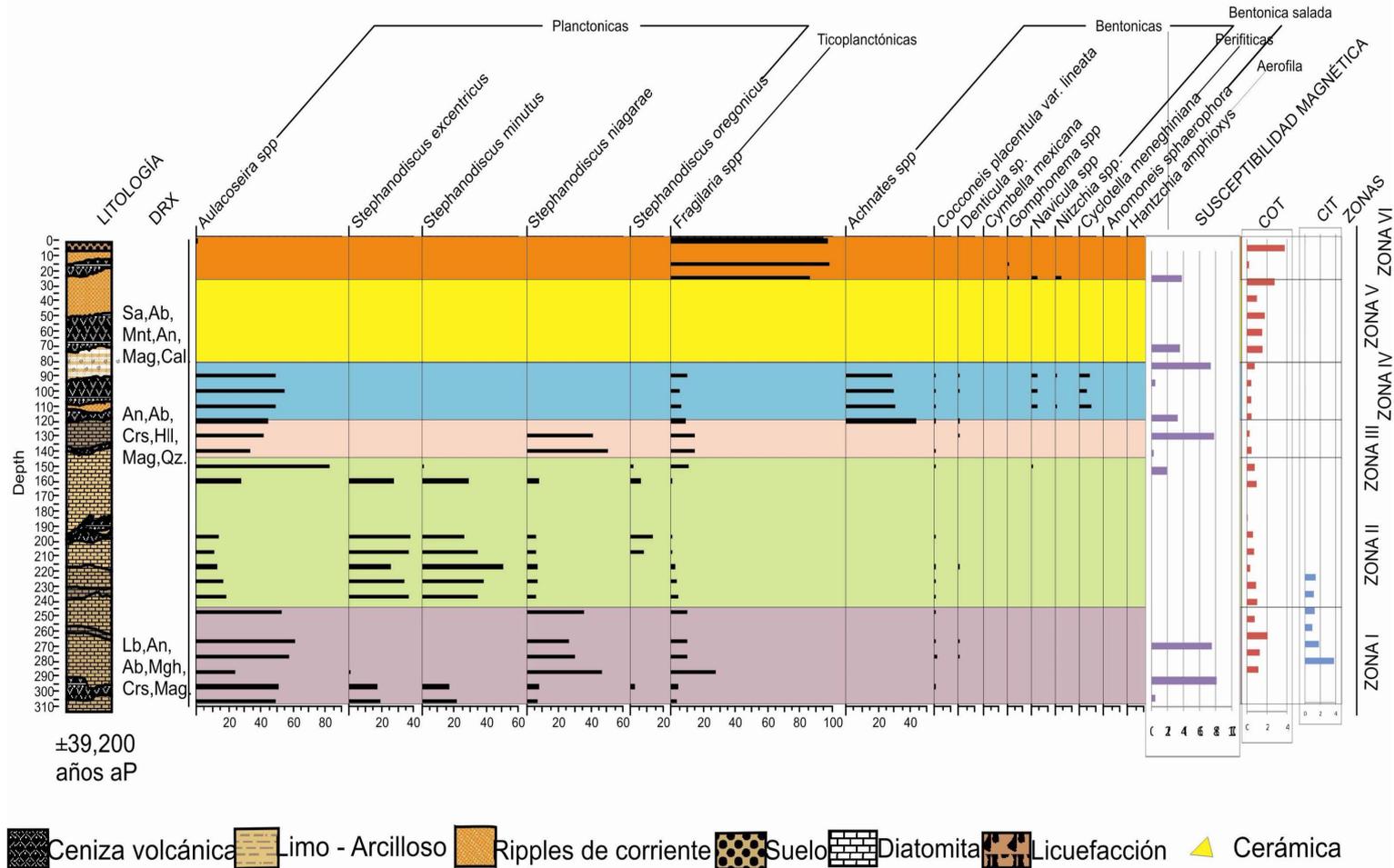
Se observa un aumento marcado en la población de *Fragilaria spp* ($\geq 90\%$), representando una zona casi monoespecífica, indicadora de un hábitat perifítico. (Bradbury, 2000).

Los valores de CIT son mínimos y en esta sección es donde se registran los valores máximos de COT.

El difractograma para la muestra de 70cm de profundidad nos muestra que el pico máximo de intensidad corresponde a sanidina, albita, picos menores correspondientes a montmorillonita, anortita, magnetita y calcita.

Los perfiles de esta trinchera muestran variabilidad de las concentraciones de minerales magnéticos. El valor más alto se encuentran en el estrato de 287cm de profundidad, ($81 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). (Fig 75).

Fig 19-RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX), SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, DIATOMEAS, CIT-COT Y ESTRATIGRAFÍA. NCAN, ZACAPU.



TRINCHERA 3

En el registro Cuaternario tardío de esta trinchera se presentan 4 zonas bien definidas desde el punto de vista paleoambiental:

ZONA I 220-155cm.

Presenta picos máximos de abundancia relativa de *Aulacoseira spp* ($\geq 80\%$) especie indicadora de condiciones de turbidez (Gasse, 1980). Presencia de *Stephanodiscus excentricus* ($>35\%$, en un solo nivel) y *Stephanodiscus niagarae* (15%).

Los porcentajes de COT son los más bajos de toda la trinchera, mientras que los de CIT son los más altos de toda la columna indicando un incremento en la concentración iónica (Fig 73).

En esta zona se registran los valores máximos de susceptibilidad magnética, con dos picos en esta zona, a 190 y 170cm, este último coincide con un estrato de ceniza volcánica. Los resultados tanto de susceptibilidad magnética de esta zona sugieren una máxima fase de aportes de terrígenos, que coincide con resultados de CIT y con el registro de cenizas volcánicas en la base de esta trinchera.

ZONA II 155-75cm.

Comienza un decremento en la abundancia relativa de *Aulacoseira spp* ($\leq 65\%$) y el aumento de *Stephanodiscus niagarae* ($\geq 40\%$), es notoria la continua presencia de *Stephanodiscus excentricus* (30%) por arriba de los 120 cm además de un ligero incremento en las poblaciones de formas ticoplanctónicas ($\leq 8\%$, *Fragilaria spp*), se observa la aparición de *Cocconeis placentula*. Aunque se mantiene un nivel bajo y turbio, las asociaciones de diatomeas sugieren un aumento en el nivel lacustre, con aguas relativamente menos turbias y más oxigenadas (Bradbury, 2000).

En este intervalo los valores COT permanecen bajos mientras que los valores de CIT disminuyen (Fig. 73).

Respecto a la susceptibilidad magnética se registran dos picos con valores altos en la base y cima de esta zona (130 y a 75cm), indicando fluctuaciones en el aporte de terrígenos relacionados con eventos volcánicos (Fig. 75).

ZONA III 75-45cm.

Corresponde a un lago estable y con tendencia a profundo. *Stephanodiscus excentricus* alcanza su abundancia máxima en la base (55%) y viene sustituida hacia la cima de esta zona por *Stephanodiscus niagarae* con un 65% de la abundancia total. *Aulacoseira spp* casi desaparece en esta zona. Otras formas ticoplanctónicas y bentónicas, indicadoras de niveles lacustres más someros, alcanzan los más altos porcentajes de la columna estratigráfica sin embargo no son mayores al 10% (*Fragilaria spp* y *Ulnaria ulna*).

Se registra un valor significativo de susceptibilidad magnética a 50cm de profundidad, que es relacionado a actividad volcánica.

ZONA IV 45-0cm.

Se registra una comunidad casi monogénica de *Stephanodiscus spp*, indicadora de profundidad, que aumenta considerablemente (80%) paralelo al descenso de *Aulacoseira spp* con porcentajes de abundancia pequeños (6%), lo cual sugiere una fase de profundización del lago. Las poblaciones de especies ticoplanctónicas (*Fragilaria spp*, *Ulnaria ulna*) vuelven a declinar en esta zona ($\leq 5\%$), al igual que *Cocconeis placentula* var. *placentula*.

Los valores de carbono inorgánico total permanecen casi constantes en toda la trinchera (II, III y IV) con valores muy bajos, mientras que los de

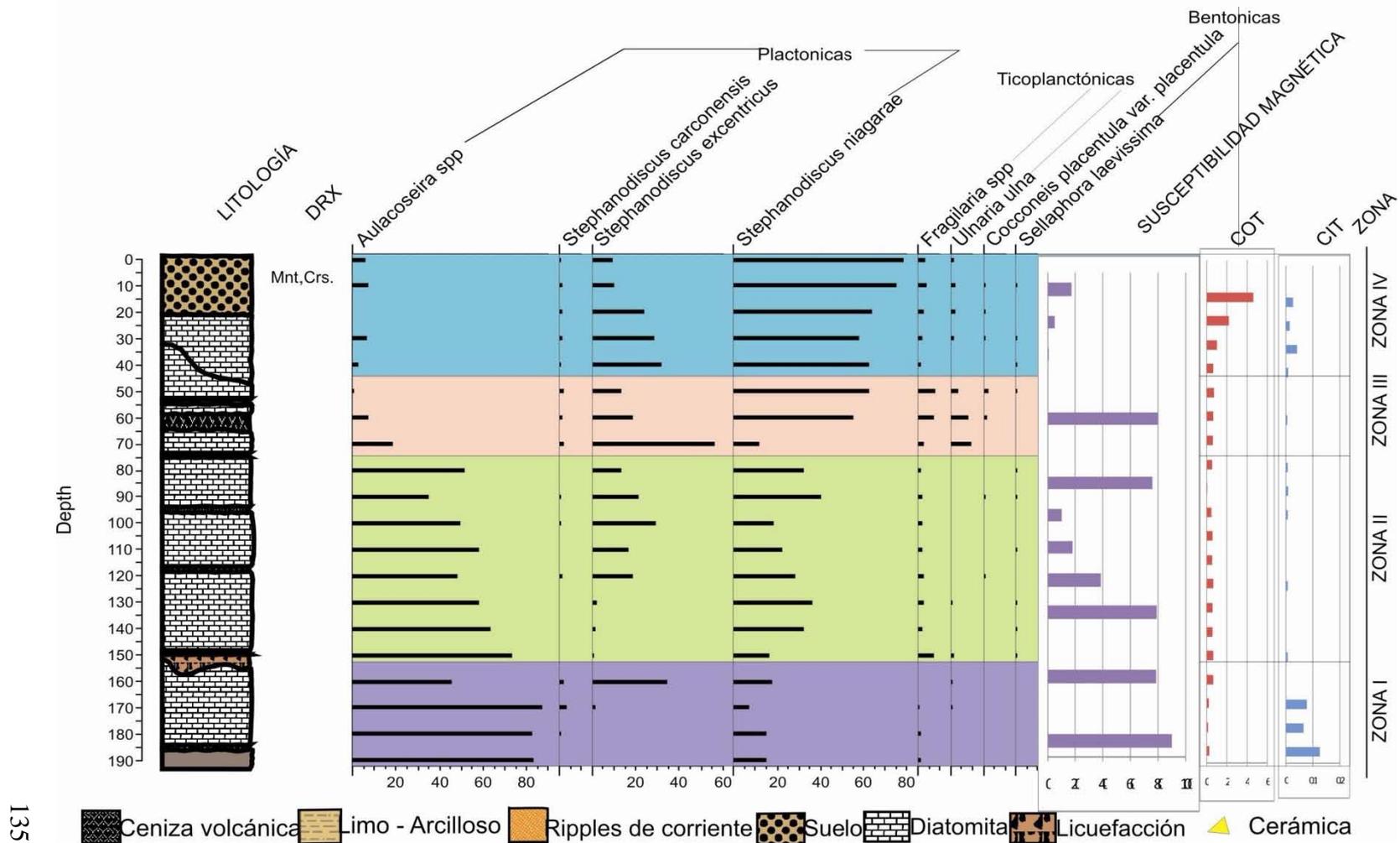
carbono orgánico total se incrementan paulatinamente hacia la cima de esta sección.

Mediante el análisis de DRX se identificaron 2 minerales en esta trinchera (Tabla 16): cristobalita y montmorillonita.

Tabla 16-Resultados de los análisis de DRX, trinchera 3	
Muestra	minerales identificados
Tr3-10cm	Mnt,Crs.
Crs=cristobalita, Mnt=montmorillonita.	

En la muestra 10cm de la trinchera 3 la difracción de rayos X indica un pico máximo correspondiente a montmorillonita y los picos menores a cristobalita, (Fig 80).

Fig 20-RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX), SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, DIATOMEAS, CIT-COT Y ESTRATIGRAFÍA. TR 3. ZACAPU.



TRINCHERA POZO CANTABRIA

Se ha dividido la secuencia analizada de esta trinchera en 5 zonas:

ZONA I 220-155cm.

Presencia de formas ticoplanctónicas (*Fragilaria spp*, *Ulnaria ulna*) que presentan abundancias mayores a 75%, aguas oxigenadas indicadas por la presencia de *Cocconeis placentula* (20%), se registra *Amphora spp*, con porcentajes menores a 9%. *Denticula* aff. *valida* alcanza su máximo crecimiento poblacional en esta zona ($\leq 8\%$), también se presentan otras especies bentónicas aunque en menor proporción, $\leq 5\%$ (*Achnantes spp*, *Cymbella aspera*, *Gomphonema spp*, *Nitzchia spp*, *Pinnularia spp*, *Sellaphora pupula* var. *pupula*), aparecen formas bentónicas salinas *Anomoneis sphaerophora* y *Hantzchia amphioxys* esta última en porcentajes menores al 5%.

A 205 cm anortita y calcita, con los valores máximos y los picos menores corresponden a restos de aragonita, silice y halloysita en correspondencia a la aparición de *Denticula* aff. *valida* (Fig 83). A 164 cm las mayores intensidades corresponden a anortita y cuarzo (Fig 82). El carbono orgánico total es bajo (Fig 74).

ZONA II 155-65cm.

Desaparición brusca de diatomeas, en correspondencia a un estrato grueso de ceniza volcánica.

Los porcentajes de CIT y COT son bajos, mientras que los valores de susceptibilidad magnética son los más altos (Fig. 64).

ZONA III 65-45cm.

Abundancia de una comunidad de *Fragilaria spp*, que alcanza porcentajes mayores al 85% y viene acompañada por *Gomphonema spp*

que alcanza el 11%. Las restantes corresponden a formas bentónicas, indicando restablecimiento de la profundidad del lago. En esta zona aparecen valores de TIC.

ZONA IV 45-15cm.

Formas arrafideas ticoplanctónicas desaparecen por completo y son sustituidas por formas bentónicas que alcanzan porcentajes por arriba de 50%, tales como *Eunotia spp* (*Eunotia aff. formica*, *Eunotia aff. solerolii*, *Eunotia arcus*, *Eunotia monodon*, *Eunotia pectinalis*), que se registran como género dominante en esta zona, indicadora del establecimiento de una ciénega (Oliva-Martínez, 2005). *Gomphonema spp* aumenta considerablemente en abundancia relativa (15%), indicadora de niveles lacustres bajos. Aparece *Hantzchia amphioxys*, que es capaz de vivir en condiciones extremadamente secas. También se registra la presencia de *Luticola spp*, *Nitzchia spp*, *Pinnularia spp* y *Planothidium lanceolatum* pero en cantidades muy pequeñas ($\leq 5\%$). Restos de *Anomonoëis sphaerophora* muy abundantes. Esta zona nos muestra un descenso en el nivel del lago, el cual se torna en una ciénega salobre.

Los porcentajes máximos de carbono inorgánico total, coinciden con lo reportado para diatomeas, indicando carbonatos, y tendencia a niveles lacustres bajos.

A 20cm, se observan picos máximos de intensidad correspondientes a cristobalita, montmorillonita y sanidina, los picos pequeños son de anortita (Fig 60).

ZONA V 15-0cm.

Aparecen de nuevo como dominantes las formas del grupo *Fragilaria* con porcentajes mayores a 85% (*Fragilaria spp* y *Ulnaria ulna*), paralelo al descenso de *Eunotia spp* (*Eunotia aff. formica*, *Eunotia aff. solerolii*,

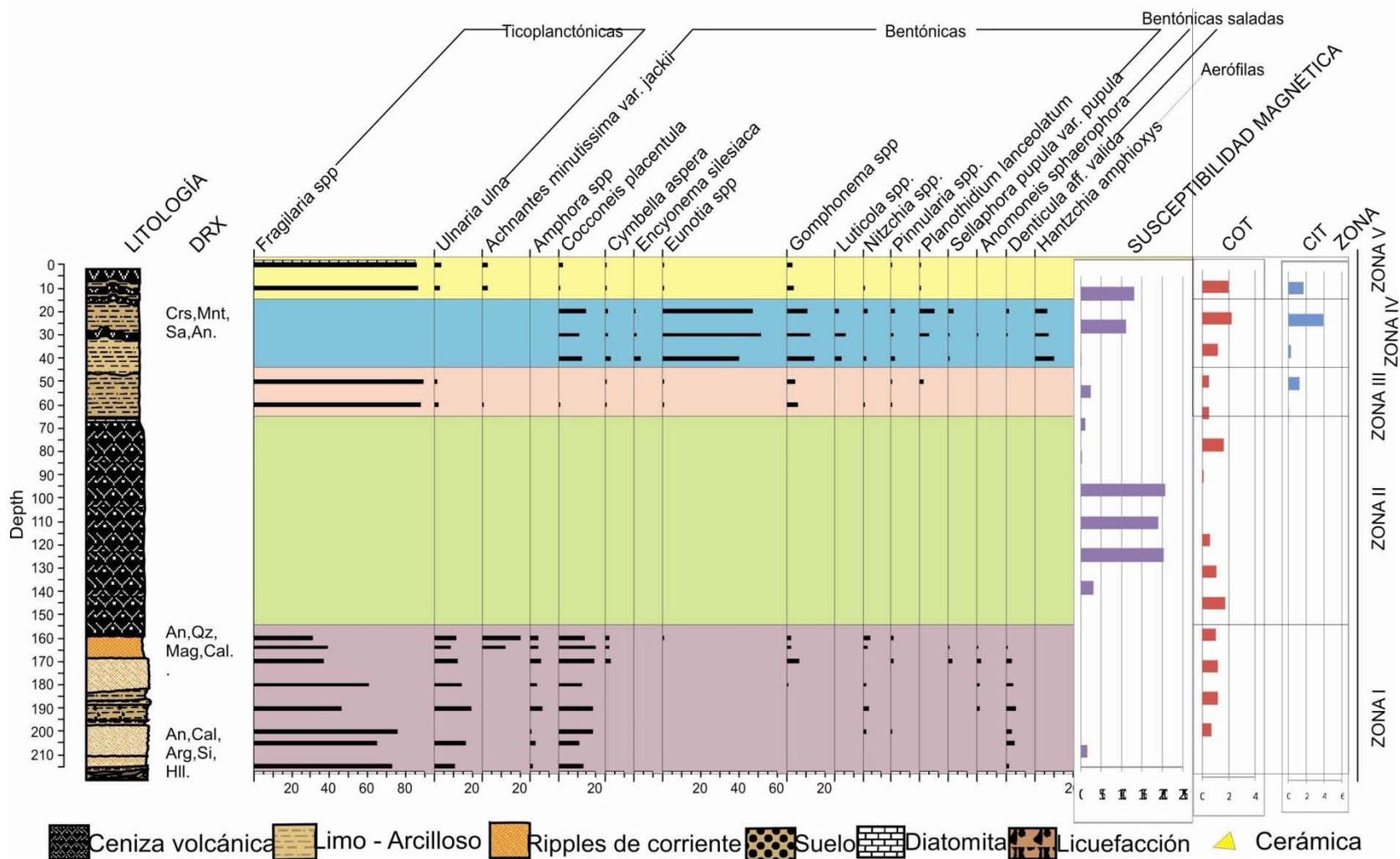
Eunotia arcus, *Eunotia monodon*, *Eunotia pectinalis*) que son menores al 5%, indicando fluctuaciones hacia un aumento de profundidad y condiciones muy parecidas a la zona III. Reestablecimiento del nivel y estabilidad lacustre.

Los niveles de carbono orgánico e inorgánico alcanzan en esta sección sus niveles máximos.

Se identificaron 11 minerales en esta trinchera (Tabla 17): anortita, aragonita, calcita, cristobalita, cuarzo, enstatita, halloysita, magnetita, montmorillonita, sanidina y SiO₂.

Tabla 17-Resultados de los análisis de DRX, trinchera pCan	
Muestra	minerales identificados
Pcan 20cm	Crs,Mnt,Sa,An.
Pcan 164cm	An,Qz,Mag,Cal,En.
Pcan 205cm	An,Cal,Arg,Si,Hll.
An=anortita, Arg=aragonita, Cal=calcita, Crs=cristobalita, En=enstatita, Hll=halloysita, Mag=magnetita, Mnt=montmorillonita, Qz=cuarzo, Sa=sanidina.	

Fig 21-RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX), SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, DIATOMEAS, CIT-COT Y ESTRATIGRAFÍA. PCAN, ZACAPU.



11. DISCUSIÓN

11.1 CUENCA DE CUITZEO

En el sector norte de la cuenca las cuatro trincheras analizadas permiten definir las zonas más proximales de las distales. Las zonas proximales más arenosas se presentan en la trinchera de Buenavista, hacia el sur zona de Don Chava y Convento las facies son más limo arcillosas.

Los sedimentos para análisis de diatomeas mostraron un alta fragmentación evitando realizar conteos probablemente debido a que se trata de una zona proximal, sin embargo se observan especies características en cada una de las trincheras muestreadas por lo que se detalla su aparición y relaciones con otros indicadores.

En la trinchera Caseta se encontraron un total de 48 especies de diatomeas, esta trinchera es la que presenta mayor preservación, sin embargo, son identificadas como valvas aisladas, no aportan la información suficiente para hacer la paleo-reconstrucción ambiental de la cuenca. Cabe resaltar que en las muestras de la trinchera Convento no se encontraron diatomeas identificables.

En la trinchera Caseta, la flora de diatomeas está dominada por *Cocconeis placentula* var. *placentula* y *Fragilaria* spp, como subdominantes encontramos a *Nitzchia* spp, *Amphora* spp, *Epithemia* spp, *Cyclotella meneghiniana*, *Rhopalodia* spp, *Gomphonema parvulum* y como acompañantes *Surirella linearis* var. *constricta*, *Hantzchia amphioxys*, *Tetracyclus rupestris*, *Nitzchia laevidensis* var. *salinarum* y *Anomoeoneis sphaeropora*. Sugiriendo charcas someras con condiciones de alta concentración iónica, con abundante vegetación acuática y pH intermedio.

En la trinchera Convento no hay registro algal, a lo largo de todo el registro sedimentológico se observan niveles altos de CIT sugiriendo un cuerpo de agua somero y condiciones de alta salinidad y alcalinidad que pudieron disolver las valvas.

En la trinchera Don Chava las especies dominantes son *Gomphonema spp*, *Amphora spp*, *Nitzchia spp*, *Fragilaria spp*, y *Cocconeis placentula* var. *placentula*. Se presentan como subdominantes *Anomoeoneis sphaeropora*, *Eunotia circumborealis*, *Cyclotella meneghiniana* y *Epithemia adnata*. Y como acompañantes *Caloneis undulata*, *Pinnularia spp*, y *Sellaphora pupula*. Restos de *Anomoeoneis sphaerophora*. Se sugieren bajos niveles lacustres y tendientes a salinos coincidiendo con valores altos de CIT.

En la trinchera de Buenavista dominan *Cocconeis placentula*, *Epithemia túrgida*, *Gomphonema parvulum*, *Cymbella spp*, *Cyclotella meneghiniana* y *Anomoeoneis sphaeropora*, que se interpretan como hábitats de charcas someras. Resalta en las observaciones que los frústulos más grandes y robustos presentan evidencias de corrosión y retrabajamiento intenso sugiriendo condiciones de alta energía fluvial y aluvial.

Las variaciones en la preservación de los frústulos indica fenómenos de enriquecimiento en sales y aumento muy brusco de la alcalinidad, que produce la disolución de las valvas y está relacionado a procesos tafonómicos, y a cambios en la concentración de Mg, Ca y K además de una remoción constante de los sedimentos debido a que corresponde a las zonas proximales del lago (Israde *et al*, 2010).

Las capas de ceniza volcánica registraron cantidades elevadas de magnetita y piroxenos y por ende altos valores de susceptibilidad magnética, mientras que los sedimentos limosos registraron los mayores valores de calcita, y bajos valores de susceptibilidad magnética. Los sedimentos diatomíticos presentaron patrones de difracción característicos.

En algunos niveles se registra halloysita sugiriendo pérdida de agua en los sedimentos, ya que esta se forma generalmente por la alteración hidrotermal de minerales alumino-silicatos (Kerr, 1952). Esta interpretación es consistente con los altos valores de CIT, de susceptibilidad magnética que coinciden con una fase de desecación y mayor erosión en la cuenca.

Se registraron ocho eventos volcánicos en donde dominaban las cenizas finas en ocasiones presentando niveles de mezcla.

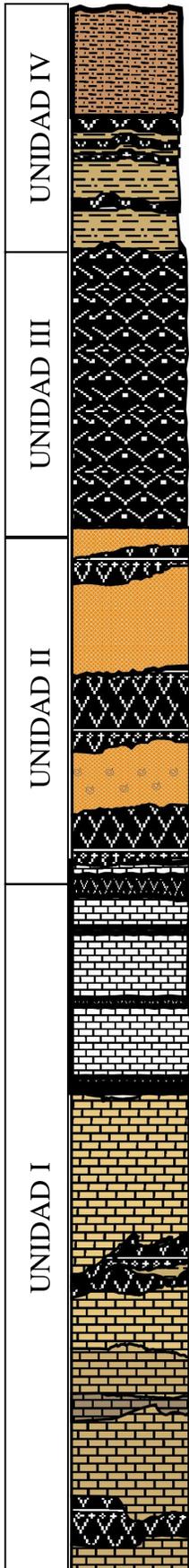
Mediante difracción de rayos X se registró que los sedimentos de la zona norte del paleolago de Cuitzeo consisten en una mezcla de fases minerales, siendo las plagioclasas (anortita) y sílice en varias formas polimórficas (cristobalita, tridimita, cuarzo, albita) y obsidiana, seguidos en menor proporción por carbonatos de calcio, óxidos de hierro (magnetita y maghemita) y óxidos de magnesio (espinela) y minerales arcillosos. Esta composición es consistente con el basamento de la cuenca de Cuitzeo, constituida por andesitas ricas en sílice.

Este sector analizado del lago corresponde a un margen litoral donde se establecieron charcas someras ricas en macrofitas que eran

esporádicamente inundadas, el sector donde se presentó un cuerpo de agua más permanente corresponde a la zona de Caseta. Con la restricción de los drenajes estas charcas fueron sujetas a evaporación presentándose especies características de estos ambientes y altos valores de CIT. Estos cuerpos de agua fueron sujetos a constante depósito de materiales volcánicos. Actualmente se inundan en periodos de lluvias y permanecen inundadas por algunos meses durante el año.

11.2 CUENCA DE ZACAPU

Es importante resaltar que a pesar de que se cuenta con una fecha en la base de la sucesión, las facies sedimentarias de las distintas trincheras presentan niveles marcadores estratigráficos que aparecen en otros registros ya publicados de la cuenca. La columna tipo de la zona lacustre esta integrada por un material limo arcilloso que pasa a una diatomita masiva con numerosos niveles volcanicos intercalados. En la cima de la diatomita se presenta un nivel rico en gasterópodos y ostrácodos. Esta viene cubierta en contacto brusco por un evento volcánico que presenta distintos espesores de acuerdo a la zona donde nos encontremos de la cuenca. Sobreyace un estrato limoso que presenta algunos niveles volcánicos (Fig. 22).



Estrato laminar arcilloso limoso de 60 cm de espesor, color café claro, registra cuatro eventos volcánicos pequeños, cenizas intercaladas con oxidación, escamas de peces, y más hacia la cima presencia de restos de cerámica del periodo posclásico purépecha.

Estrato de 105 cm de espesor formado de ceniza volcánica negra muy deleznable con abundante fragmentos de vidrio, obsidiana y con muestras visibles de oxidación. Contacto brusco tanto con la unidad que le antecede como con la que le precede.

Estrato de 80 cm de espesor conformado por capas limoarcillosas, se observan cuatro eventos volcánicos intercalados, contenidos moderados de materia orgánica, huesos, vértebras y escamas. Presencia de organismos como ostrácodos y gasterópodos pulmonados. Este estrato muestra estructuras sinsedimentarias evidentes llamadas ripples de corriente.

Estrato de 130 cm de espesor, compuesto por capas no laminares de diatomita café claro con fragmentos de huesos, vértebras y escamas, el registro sedimentario viene interrumpido en varias ocasiones por capas de cenizas volcánicas intercaladas en la sucesión. Hacia la cima las diatomitas se vuelven más puras ya no se observa tanto material arcillo limoso.

Fig 22- Columna tipo. Zacapu.

Los resultados de los distintos proxies se correlacionaron en las trincheras, permitiendo evidenciar 5 fases importantes en el registro sedimentario del área de las Lomas (Fig. 23, 24 y 25).

La PRIMERA FASE fue fechada en 39,000 años aP, en este periodo se observa un cuerpo de agua con tendencia a niveles lacustres bajos con alta turbidez caracterizado por la presencia de *Aulacoseira granulata* var. *angustissima*. ($\geq 40,000$ años aP). Se alcanzan abundancias de 2.99×10^8 valvas por gramo de sedimento, además de altos niveles de carbono inorgánico coincidiendo con lo inferido por Ortega *et al* (2002), quienes reportan una fase húmeda que pasa a más seca manteniéndose esta tendencia a sequía hasta los 18 ky.

La SEGUNDA FASE sugiere un cuerpo de agua muy profundo caracterizado por *Stephanodiscus niagarae* seguida por *S. minutulus*, y las formas ticoplanctónicas *Fragilaria tenera* y *Ulnaria ulna*, alcanzando abundancias de 1.27×10^9 valvas por gramo de sedimento. Hacia las zonas litorales domina *Cocconeis placentula*.

Esta fase puede coincidir cronológicamente con lo observado por Metcalfe, 1992; Bradbury, 2000 y Ortega *et al*, 2002, los autores indican que entre 28,000-25,000 años aP permanece un nivel lacustre alto con humedad en la cuenca.

La TERCERA FASE sugiere una ciénega muy orgánica con tendencia a aguas turbias, caracterizada por *Eunotia implicata*, *Eunotia circumborealis*, *Eunotia implicata* y *Hantzchia amphioxys*, las diatomeas alcanzan abundancias de 2.77×10^8 valvas por gramo de sedimento. Esta etapa puede asociarse con un mayor ingreso de sedimentos al cuerpo de agua, caracterizada por picos significativos de susceptibilidad magnética y

con un aumento en la evaporación (altos valores de CIT) y descenso en el nivel del lago.

Ortega *et al*, 2002 reporta condiciones particularmente secas de 14,000 a 4,800 años aP, y Arnauld *et al* (1997) reportan las mismas condiciones de ca. 6,000-4,000 años aP y para Metcalfe (1986; 1992) estas condiciones se continúan hasta ca. 2,200 años aP.

Aunque no concuerda lo publicado por Arnauld *et al*, (1997) que encuentra antes de 8,000 años aP clima templado húmedo a subhúmedo (extrapolando). En esta fase se registró un evento volcánico de grandes magnitudes representado por un depósito de ceniza volcánica negra y fina de 100 cm de espesor.

En esta fase se registra la presencia de halloysita sugiriendo pérdida de agua en los sedimentos, apoyando los resultados de carbono, de diatomeas y de susceptibilidad magnética que coinciden con una fase de desecación y mayor erosión en la cuenca.

La CUARTA y penúltima FASE lacustre corresponde a un periodo de restablecimiento del lago, sugerido por especies ticoplactónicas *Fragilaria tenera* y *Ulnaria ulna*, que aunque llegó a ser profundo, no recuperó el nivel lacustre previo de la segunda fase, con abundancias de 2.02×10^9 valvas por gramo de sedimento. Las asociaciones de diatomeas sugieren para este periodo aguas menos turbias que la fase que le precede.

Arnauld *et al*, (1994) ca. 4,000 años aP reporta condiciones climáticas húmedas para la cuenca y un proceso de erosión asociado a actividad antropogénica ca. 3,500, 2600 y 1,100 años aP (por O'Hara 1991, citada en Arnauld *et al*, 1994).

En este periodo se registraron eventos volcánicos que registran valores altos de susceptibilidad magnética, además de microfalloamiento intenso asociado a actividad tectónica hacia la cima. Es importante

señalar que se encontró un alto grado de fragmentación en las frústulas de diatomeas.

Metcalfe (1986; 1992) registra un lago profundo y frío de ca. 2,230 hasta 1,100 años aP, aguas menos alcalinas y dulces.

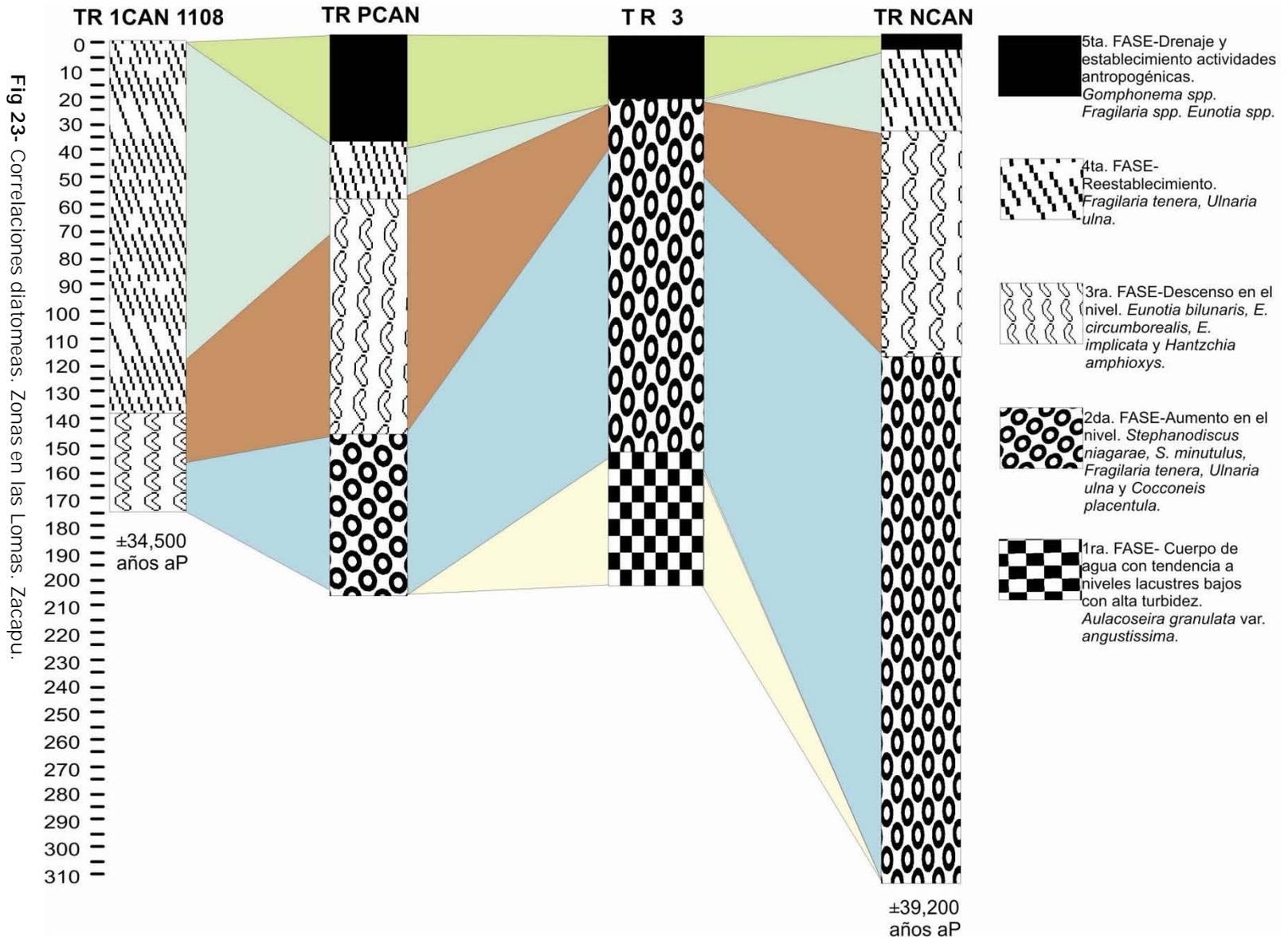


Fig 23- Correlaciones diatomeas. Zonas en las Lomas. Zacapu.

La QUINTA FASE corresponde al drenaje del lago y establecimiento de actividades antropogénicas. Las especies de diatomeas reportadas para esta fase indican un bajo nivel lacustre en el contexto de un habitat pantanoso, caracterizado por *Eunotia implicata*, *Eunotia circumborealis*, *Eunotia bilunaris*, *Gomphonema spp*, *Anomoneis sphaerophora* y *Hantzchia amphioxys*.

Los sedimentos se observan muy retrabajados e incluyen abundantes fragmentos de obsidiana y cerámica.

Para periodos más recientes el registro sedimentario está muy removido debido a las actividades de drenado de la ciénega hacia 1,900 (Arnauld, 1997).

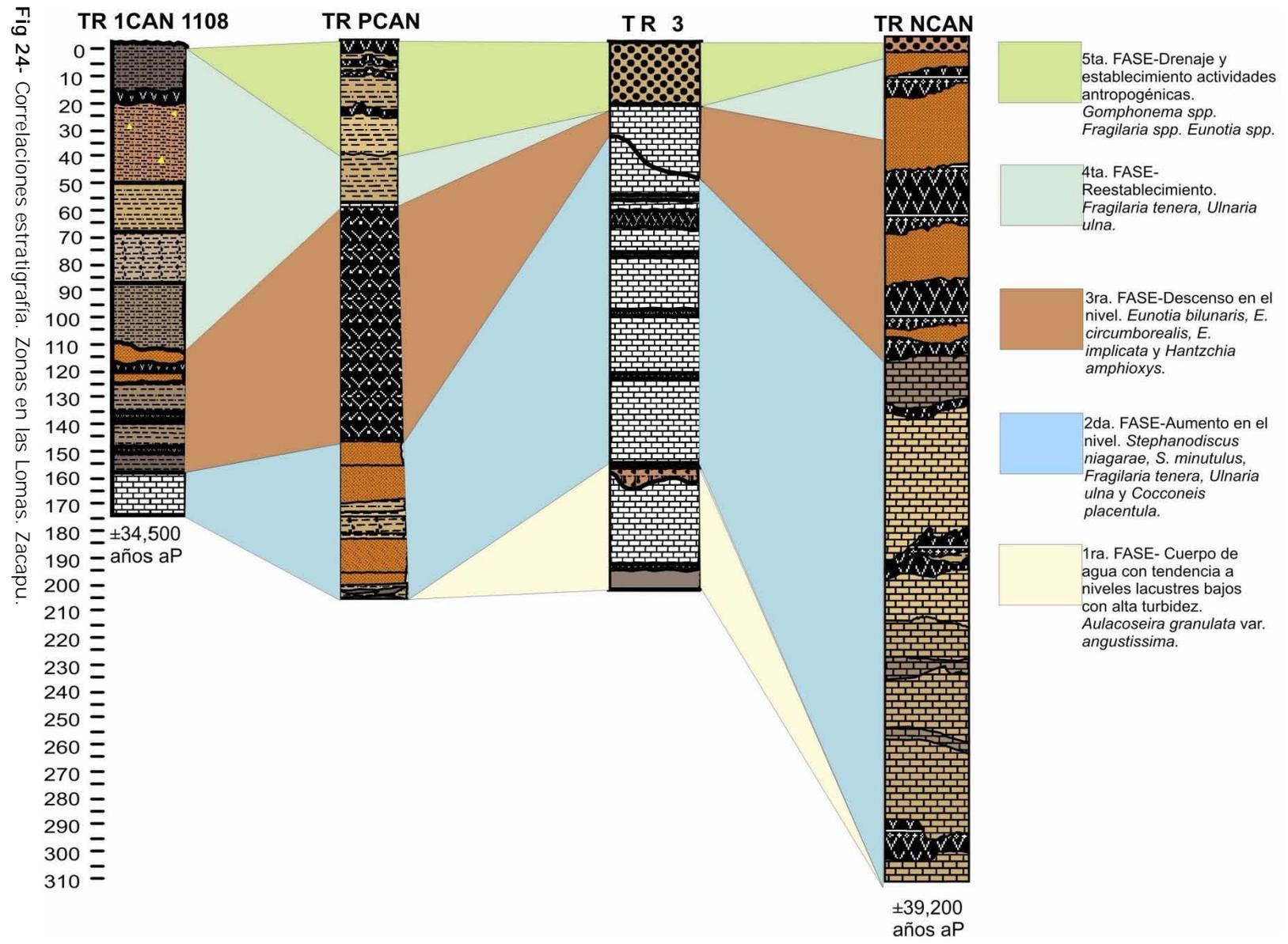
El registro de diatomeas no fue posible compararlo con la investigación de Ortega *et al* (2002), ya que en su núcleo las diatomeas se encontraron altamente fragmentadas por lo que fue imposible realizar conteos.

De las cuatro trincheras estudiadas en el paleolago de Zacapu y en base a las comunidades de diatomeas, es posible determinar la posible paleogeografía del lago que sugiere la trinchera 1CAN 11 08, formaba parte de la zona mas litoral del lago, siendo la trinchera 3 las más central y profunda del lago (Gráfico 24).

La cuenca de Zacapu está caracterizada por una secuencia lacustre en la que se han registrado al menos 13 eventos volcánicos, estos están representados en las trincheras de varios sectores del antiguo lago.

De acuerdo a la caracterización mineralógica mediante difracción de rayos X se registró que los sedimentos del área de estudio consisten en

una mezcla de fases minerales, donde predominan los silicatos, principalmente los feldespatos y más específicamente el grupo de las plagioclasas representadas por la anortita y sílice en varias formas polimórficas (cristobalita, tridimita, cuarzo) seguidos en menor proporción por piroxenos (enstatita), carbonatos de calcio, óxidos de hierro (magnetita y maghemita) y minerales arcillosos. Esta composición es consistente con el basamento de la ciénega de Zacapu que son andesitas ricas en sílice y con contenido moderado de Potasio, pertenecientes a la serie calcio-alcálica. Los sedimentos diatomíticos se caracterizaron por tener la mayor abundancia de Si, mientras que las capas de ceniza volcánica registraron cantidades elevadas de magnetita y piroxenos y algunos niveles de halloysita.



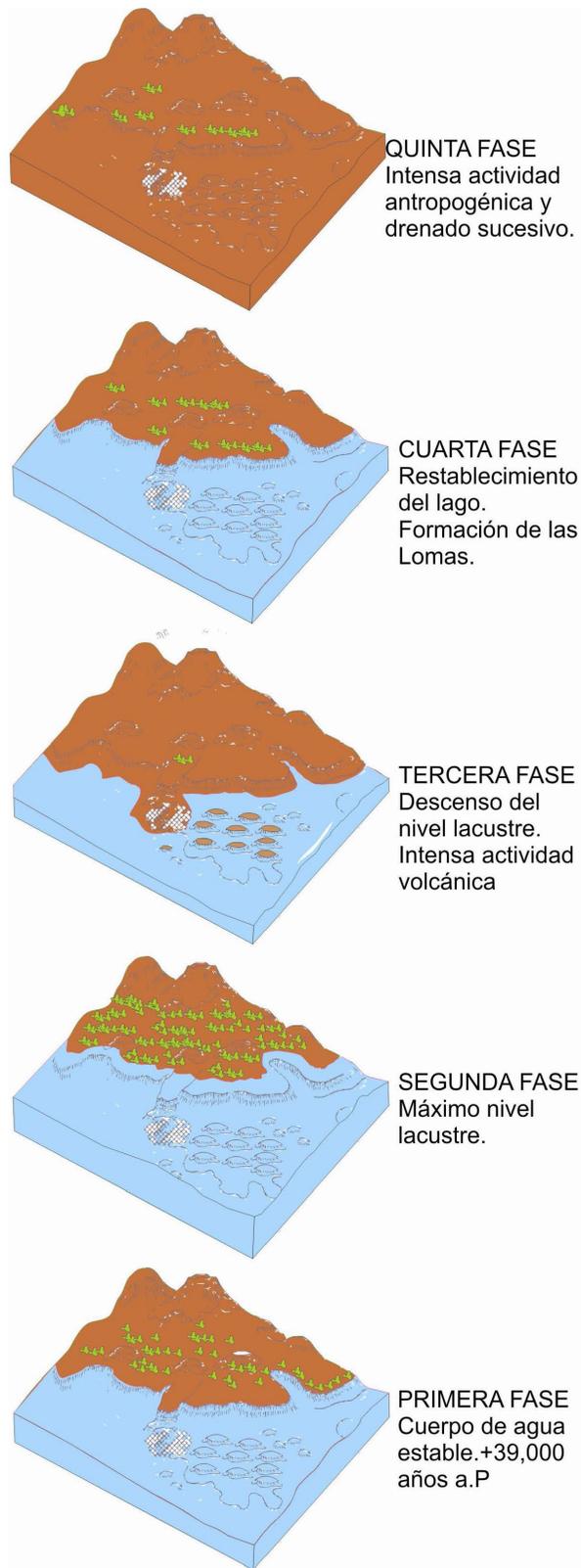


Fig 25- Reconstrucción paleoambiental del lago de Zacapu.

12. CONCLUSIONES

Los sedimentos de ambas cuencas consisten en una mezcla de fases minerales, donde predominan los silicatos, seguidos en menor proporción por piroxenos, carbonatos de calcio, óxidos de hierro y minerales arcillosos derivados de rocas del basamento de la ciénega constituidas por andesitas ricas en Sílice y con contenido moderado de Potasio, pertenecientes a la serie calcoalcalina.

Los estratos de ceniza volcánica registraron cantidades elevadas de magnetita y piroxenos. En las facies arcillosas se presentan niveles de halloysita que sugiere pérdida de agua en sedimentos lo que es consistente con el registro de los demás proxies.

Cuitzeo

Cuitzeo durante el límite Pleistoceno-Holoceno en su región norte conformó un lago muy somero con alto aporte de terrígenos y una actividad hidrodinámica que no permitió la preservación de las frústulas de diatomeas. La alta fragmentación de valvas sugiere un importante retrabajamiento en los sedimentos por procesos de erosión.

La alcalinidad del medio lacustre durante el Holoceno al parecer jugó un papel importante en la preservación de las valvas, al aumentar bruscamente la alcalinidad se produce la disolución de los frústulos, relacionado a procesos tafonómicos y a cambios en concentraciones de Mg, Ca y K, además de una remoción constante de sedimentos. No obstante esta limitante es posible determinar que el borde norte de Cuitzeo durante el Holoceno conformó una serie de charcas someras alcalinas y de alta concentración iónica en la trinchera de Convento, hacia la región más próxima al depocentro del lago las facies son más arcillosas y las

diatomeas de la trinchera Caseta están caracterizadas por especies planctónicas y ticoplanctónicas aunque los valores altos de susceptibilidad magnética indican un continuo aporte de sedimentos y un proceso de desecación (Convento y Caseta) mientras que en la zona intermedia de secuencia, hacia la cima de la sucesión se observa una fase de restablecimiento del lago.

El límite más norte del lago de Cuitzeo en el Holoceno temprano-medio presenta aportes de materiales con granulometría más gruesa en el sector de Buenavista. En Don Chava constituye la zona más central de las zonas distales en las trincheras analizadas, sin embargo a pesar de que existió siempre un tirante de agua, éste fue muy bajo y en evaporación. Al igual que en la trinchera de Caseta, en la parte central de la secuencia estratigráfica los indicadores paleoambientales indican aguas más diluidas, sugiriendo estabilidad del lago, mientras que en la cima de ambas trincheras se establecen condiciones de pantano. En la región de Buenavista las diatomeas indicadoras de niveles bajos y alta salinidad se asocian con un alto aporte de sedimentos, sólo en la cima de la secuencia se observan condiciones menos salinas sugiriendo inundaciones estacionales.

El registro sedimentario sugiere que al menos 8 eventos volcánicos distintos se efectuaron en la región de Cuitzeo en los últimos 24,000 años aP todos ellos de diversas magnitudes.

Zacapu

En la cuenca de Zacapu la actividad tectónica y el vulcanismo han alterado las facies sedimentarias, estas se encuentran retrabajadas integrando clastos de diatomita en los materiales arcillosos además los

altos valores de susceptibilidad magnética indican también procesos de erosión. Las columnas presentan marcadas diferencias de un sitio a otro, sin embargo, los niveles volcánicos en todas las trincheras funcionaron como niveles de correlación.

Los diferentes proxies utilizados en las cuatro trincheras estudiadas en el paleolago de Zacapu y en base a las comunidades de diatomeas es posible inferir la posible paleogeografía del lago que sugiere que la trinchera 1CAN1108 formaba parte de la zona más litoral del lago, con facies más arenosas, siendo la trinchera 3 la más central y profunda del lago, indicada por *Stephanodiscus spp* con tirantes de agua profundos durante el límite Pleistoceno-Holoceno.

Mediante la reconstrucción paleoambiental se evidencian 5 fases principales:

Durante la primera fase hace ca. 39,200 años aP se establece un cuerpo de agua con tendencia a descenso lacustre con alta turbidez, que pasa sucesivamente durante una segunda fase a un cuerpo de agua relativamente profundo, alcalino y poco turbio. A pesar de que no existen fechamientos, en la cuenca vecina al sureste de Pátzcuaro durante el Último Máximo Glacial se establecen condiciones húmedas con altos niveles lacustres. Probablemente las facies profundas observadas en Zacapu puedan corresponder a este mismo periodo donde se conforman los mayores espesores de la secuencia sedimentaria. Posteriormente en una tercera fase durante el descenso lacustre, se establece una ciénega muy orgánica con tendencia a aguas turbias, que pasa en una cuarta fase a un periodo de restablecimiento lacustre, se comporta como un lago alcalino, que aunque llegó a ser profundo, no recuperó el nivel lacustre previo de la segunda fase.

Finalmente, con el establecimiento de las actividades antropogénicas, el nivel del lago desciende para conformar una ciénega, que con la modificación del drenaje desaparece. En estos últimos estratos los sedimentos lacustres se observan muy reabajados y con abundantes fragmentos de obsidiana y cerámica.

Un proceso de erosión que se manifiesta en las zonas centrales de la cuenca se evidencia poniendo en contacto facies de aguas profundas (fase 2) con los suelos reabajados que poseen abundantes restos de cerámica (fase 5) en la trinchera 3. La asociación de facies volcánicas que reporta Ortega *et al*, (2002) en la que subyacen depósitos limo arcillosos ha sido fechada en 34,840 años aP, por lo que se infiere que el evento erosivo es entorno a esa fecha. Y que no aparece en la zona central del lago el Holoceno.

Desde el punto de vista de la actividad volcánica, siendo esta región rodeada por numerosos edificios entre los que destacan los volcanes de lava del complejo Capaxtiro y conos cineríticos asociados de los cuales sus productos se han depositado en la cuenca lacustre. Se contaron al menos 13 eventos volcánicos distintos durante los últimos ca. 40,000 años aP. Todos ellos de diversas magnitudes, el episodio más intenso corresponde al evento local de la trinchera PCAN.

Las secuencias lacustres de la región norte del lago de Cuitzeo y la secuencia de Zacapu difieren en su sedimentación. Ambas cuencas han sido receptoras de materiales producido por varios eventos volcánicos siendo más recurrentes en la región de Zacapu.

En el Cuaternario tardío Cuitzeo se encontraba extendido hacia el norte con respecto a su posición actual siendo las facies cenegosas comunes con sectores sujetos a alta evaporación, mientras que en Zacapu se mantuvo un cuerpo de agua estable presentando fluctuaciones hacia el Holoceno tardío con más contribución de eventos volcánicos. Ambos lagos fueron drenados en épocas coloniales y post coloniales.

13. BIBLIOGRAFÍA

Alvarado D.J.; Zubieta R.T.; Ortega M.R.; Chacón T.A. y Espinoza G.R.; 1985; "Hipertroficación en un lago tropical somero (lago de Cuitzeo Michoacán, México)". *BIOLÓGICAS*, Boletín de la escuela de Biología; U.M.S.N.H; 11-22pp.

Amossé, A. 1941. Diatomées du Sahara septentrional et central. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord* 32: 126-152.

Arnauld, Ch.; Carot, P.; Fauvet-Berthelot M.F., 1994. "Introducción a los 8000 años de la cuenca de Zacapu"; Cuadernos de estudios michoacanos. México. P. 9-28.

Arnauld Ch, et al; 1997; "Holocene climatic change in the Zacapu Lake Basin, Michoacán: synthesis of results"; *Quaternary International*; Vol 43/44 173-179 pp.

Azam, F., Hemmingsen, B.B., Volcani, B.E. 1974. Role of silicon in diatom metabolism. V. Silicic acid transport and metabolism in the heterotrophic diatom *Nitzschia alba*. *Arch. Microbiol.* 97:103-14.

Bernal-Brooks F.W., MacCrimmon H.R. 2000. " Lake Zirahuén (Mexico): an assessment of the morphometry change based on evidence of water level fluctuations and sediment inputs. In: Munawar M, Lawrence SG, Munawar IF, Malley DF (eds) *Aquatic ecosystems of Mexico. Status and Scope.* Ecovision World Monogram Series. Backhuys Publishers, Leiden, pp 61-76.

Blásquez y Lozano, L. 1946. Hidrogeología y minerales no metálicas de la zona norte del estado de Michoacán. Anales del Instituto de Geología de México. UNAM. 1-56 pp.

Bhattacharyya, P., Volcani, B.E. 1980. Sodium-dependent silicate transport in the apochlorotic marine diatom *Nitzschia alba*. Proc. Natl. Acad. Sci. USA 77:6386-90.

Bischoff J.L, Fitts J.P, Fitzpatrick J.A, 1997; Response of sediment geochemistry to climate change in Owens Lake Sediment: An 800 ky record of saline/fresh cycles in core OL-92. Geological Society of America. Special Paper 317. 37-48.

Boyle J. F. 2001; "Inorganic Geochemical Methods in Palaeolimnology"; Tracking Environmental Change Using Lake Sediments; Vol. 2; Physical and Geochemical Methods; USA; Kluwer academic Publishers; pp. 83-141.

Bradbury J.P., Forester M.R., Watts A.W. 1982. Paleolimnología y desarrollo de la Agricultura en Pátzcuaro, Michoacán, México. V Coloquio sobre Paleobotánica y Palinología. Escuela Nacional de Ciencias Biológicas. México.

Bradbury JP. 1997. Sources of glacial moisture in Mesoamerica. Quat Int 43(44):97-110 pp.

Bradbury J.P., 2000. Limnologic history of lake of Patzcuaro, Michoacan, Mexico for the past 48,000 years: impacts of climate and man. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 163, 69-95 pp.

Brugam R.B.,McKeeveri K., Kolesa L. 1998. A diatom inferred water depth reconstruction for an Upper Peninsula, Michigan, lake. Journal of Paleolimnology. 20:267-276 pp.

Caballero M. M., Ortega G. B. 1998. Lake levels since about 40,000 years ago at lake Chalco, near México city. Quaternary Research. Vol 50. Pp. 69-79.

Caballero M, Lozano S, Ortega B, Urrutia J, Macias JL; 1999. Environmental characteristics of lake Tecocomulco, northern basin of Mexico, for the last 50, 000 years. J Paleolimnol 22(4):399–411pp.

Caballero M., Vilaclara G., Rodriguez A., Juárez D. 2001. Late Pleistocene-Holocene Volcanic Stratigraphy and Palaeoenvironments of the upper Lerma Basin, Mexico. Special Publication, Int. Ass. Sediment, Vol.30. pp 247-261.

Caballero M., Ortega G. B., Valadez F., Metcalfe S., Macias J., Sugiera Y. 2002. Santa Cruz Atizapán: a 22 ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the upper Lerma Basin, Central Mexico. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol 186. Pp. 217-235.

Caballero M., Lozano-García S., Vázquez-Selem L., Ortega B. 2010. Evidencias de cambio climático y ambiental en registros glaciales y en cuencas lacustres del centro de México durante el último máximo glacial. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen 62, núm. 3, 2010, p. 359-377.

Ceballos C.A.G.J; Ortega M.R.; Medina N.M; Martínez T.M.; Rodríguez J.L.S.; Gonzales S.S.; 1994; "Análisis Limnológico del Lago de Cuitzeo, Michoacán, México". Ed. Universitaria. U.M.S.N.H.; Morelia, Michoacán, México.

Cocquyt C. 1998. Diatoms from the Northern Basin of Lake Tanganyika, Biblioteca Diatomológica, Editorial J. Cramer. Pp 274.

Davies, S.J.; S.E. Metcalfe; G.T. Cook; A.B. MacKenzie y J.G. Farmer. 2000. Environmental changes during the last millennium in the Zirahuén Basin, Michoacán, México.

Davies S., Metcalfe S., Caballero M., Juggins S., 2002. "Developing diatom-based transfer functions for central Mexican Lakes". Hydrobiologia. Vol. 467. No. 1-3- pp 199-213.

Demant, A. 1981. El Arco neovolcánico transmexicano. Estudio vulcanológico y petrográfico. Significado. Significado de la geodinámica. Thèse d'Etat. Faculté des Sciences et Techniques de Saint Jérôme. Université d'Aix-Marseille III, Marsella.

DETENAL; 1979; Carta Edafológica, Cuitzeo, E14A13, Escala 1:50,000.

Dugdale, R.C., Wilkerson, F.P.; 1998. Silicate regulation of new production in the equatorial Pacific upwelling. Nature 391: 270-3.

Ehrenberg C.G. 1854. "Microgeologie". Vol. 2. Leopold Voss. Leipzig. 374 pp.

Ferrusquía-Villafranca., I, Arroyo-Cabrales J., Martínez-Hernandez M., Gama-Castro J., Ruiz-Gonzalez J., Polaco J.O., Johnson E., 2010. Pleistocene mammals of Mexico. A critical review of regional chronofaunas, climate change response and biogeographic provinciality. *Quaternary International*. 217, 53-104.

Fisher C. T; Pollard H.P; Israde-Alcántara I; Garduño-Monroy V.H; Banerjee S.K; 2003. A reexamination of human-induced environmental change within the Lake Pátzcuaro Basin, Michoacán, Mexico. *PNAS*. 4957–4962 pp.

Garduño V.H; Israde A.I y Ferrari M. 1992. “El origen Transtensivo de la depresión de Cuitzeo”; *Actas de las sesiones científicas; Tomo 4;* pp. 127-131; congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca España.

Garduño V.H.; Israde A.I.; Francalanci L.; Carranza, O.; Chiesa, S.; Corona, P. y Arreigue, E.; 1997; “Sedimentology, Volcanism, and Tectonics of the Southern Margin of the lacustrine Basins of Maravatio and Cuitzeo, Michoacan, México”; *Excursion guide. IAVCEI, General Assembly.* 24p.

Garduño V. Israde, I. 1999. Los Lagos Volcánicos y tectónicos en Michoacán. *Carta Geológica de Michoacán. Escala 1:250 000.* Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, UMSNH. 45-74.

Gasse, F. 1980. Les Diatomées Lacustres Plio-Pléistocènes du Gabe (Ethiopie) *Systematique, Paléoécologie, Biostratigraphie.* Pp.83.

Honjo, S., S.J. Manganini, J.J. Cole. 1982. Sedimentation of biogenic matter in the deep ocean. *Deep-Sea Research* 29(5A):609–625.

Israde A.I. 1995. “Bacini Lacustri del Settore Central dell’Arco Vulcanico Messicano:Stratigrafia ed Evoluzione Basata Sulle Diatomee”. Tesis Doctoral, Universidad de Milano, Italia.

Israde A. I. 1999. Los Volcánicos y Tectónicos de Michoacán. La carta Geológica de Michoacán. Escala 1:250 000. IIM. UMSNH. México.

Israde-Alcantara I. and Garduño-Monroy V.H. 1999. Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (centra-western Mexico, Michoacan). *Paleo* III, 151, p. 209-227.

Israde Alcántara I., Garduño Monroy V. H., Ortega Murillo R.; 2002. Paleambiente lacustre del cuaternario Tardío en el centro del lago de Cuitzeo. *Hidrobiológicas*. Vol 12 (1): 61-78.

Israde A. I. y V. H. Garduño. 2003. La geología de la región de Morelia. Pp. 1–13. *In*: Garduño Monroy V.H. (Ed.). *Contribuciones a la Geología e Impacto Ambiental de Morelia*. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Departamento de Metalurgia. Vol.1.

Israde-Alcántara, Robles Camacho J., Domínguez J.M., 2008. Beidellite-nontronite clays in Neogene sediments from Cuitzeo-Charo lacustrine basin, Michoacán, México, geological setting and paleoenvironmental implications. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Vol 60- 2.

Israde-Alcantara I., Miller W.E., Garduño-Monroy V.H., Barron J., Rodríguez-Pascua M.A. 2010. Palaeoenvironmental significance of diatom and vertebrate fossils from Late cenozoic tectonic basin in west-central México: A review. *Quaternary International* 219 (2010)79-94.

Israde-Alcántara I. Lozano-García M. S., Vázquez-Castro G. 2010. Registro palinológico de la perturbación humana y natural de los últimos 3200 años en el Lago de Zirahuén, centro-occidente de México.82-207 pp.

Israde I., Ortega B., Vázquez G., Caballero M., Lozano-García S., Schaaf P., Torres E. 2010. Late Pleistocene: Holocene record of environmental changes in Lake Zirahuén, Central Mexico. *J Paleolimnol.* 44:745–760 pp.

Kelly M. G., Cazaubon A., Coring E., Dell'Uomo A., Ector L., Goldsmith B., Guasch H., Hürlimann J., Jarlman A., Kawecka B., Kwandrans J., Laugaste R., Lindstrøm E.-A., Leitao M., Marvan P., Padisák J., Pipp E., Prygiel J., Rott E., Sabater S., van Dam H. and Vizinet J. 1998. Recommendations for the routine sampling of diatoms for water quality assessments in Europe. *Journal of Applied Phycology.* Vol. 10, No. 2. 215-224 pp.

Kerr, Paul F. 1952. Formation and Occurrence of Clay Minerals, *Clays and Clay Minerals*, volumen 1, pág. 19-32.

Krammer K. & H. Lange-Bertalot. 1986. Süßwasserflora von Mitteleuropa. Gustav Fischer Verla: Stuttgart – New York. Germany. Band 2/2. Pp. 1 - 611.

Krammer K. & H. Lange-Bertalot. 1991-a). Süßwasserflora von Mitteleuropa. Gustav Fischer Verlag: Stuttgart – New York, Germany. Band 2/1. Pp. 1 - 876.

Krammer K. & H. Lange-Bertalot. 1991-b). Süßwasserflora von Mitteleuropa. Gustav Fischer Verlag: Stuttgart – New York, Germany. Band 2/4. Pp. 1 - 438.

Krammer K. & H. Lange-Bertalot. 1997. Süßwasserflora von Mitteleuropa. Gustav Fischer Verlag: Stuttgart – New York, Germany. Band 2/3. Pp. 1 - 576.

López G. E., Mendoza M., Acosta A.; 2002; Cambio de cobertura vegetal y uso de la tierra. El caso de la cuenca endorreica del lago de Cuitzeo, Michoacán. Gaceta Ecológica. INE-SEMARNAT, México No.64; 19-34.

Lowe R.L. 1974. Environmental Requirements and Pollution Tolerance of freshwater diatoms. EPA Report 670/4-74-005. Environmental Monitoring Series.

Lozano G. M.S., Ortega G. B., Caballero M. M., Urrutia, F. J. 1993. Late Pleistocene and Holocene Palaeoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico. Quaternary Research. 40:332-342 pp.

Lozano-Garcia 1997; "Some problems in the late Quaternary pollen records of central Mexico: Basin of Mexico and Zacapu"; Quaternary International; Vol 43/44 117-123 pp.

Lozano-García MS, Sosa-Nájera S, Sugiura Y, Caballero M. 2005. "23, 000 years of Vegetation History of the Upper Lerma, a tropical high altitude basin in central Mexico" *Quat Res* 64:70–82 pp.

Lozano-García MS, Vázquez-Castro G, Israde-Alcántara I. 2010. "Registro palinológico de la perturbación humana y natural de los últimos 3200 años en el Lago de Zirahuén, centro-occidente de México." *Quat Res*.

Margalef, R. 1974. *Ecología*. Omega, Barcelona. 951 pp.

Margalef R. 1983. *Sedimentos, Bentos profundos y Paleolimnología en: Limnología*. Ediciones Omega S.A. Barcelona, España. 919-926 pp.

Martin-Jézéquel, V., Hildebrand, M., Brzezinski, M.A. 2000. Silicon metabolism in diatoms: implications for growth. *J. Phycol.*, 36, 821–840.

Metcalf S.E. y S.P. Harrison. 1985. Cambios Ambientales del Cuaternario Tardío en depósitos lacustres en la Cuenca de Zacapu, Michoacán. Reconstrucción Preliminar. *Boletín del Instituto de Geografía*. 151 pp.

Metcalf S.E. 1986. Diatom in a core from Laguna Zacapu, Michoacán, Mexico, 9th Diatom Symposium; pp.251-264.

Metcalf S.E., 1988. Modern diatom assemblages in Central Mexico. The Role of water chemistry and other environmental factors as indicated by TWISPAN & DECORANA. *Freshwater Biology* 19. Pp 219-233.

Metcalf, S.E., F.A. Street-Perrot, R.A. Perrot, D.D. Harkness. 1991. Paleolimnology of the upper Lerma Basin, Central Mexico: a Record of climatic and Antropogenic Disturbance since 11,600 B.P. *Journal of Palaeolimnology*: 197-218.

Melcalfe S. E., 1992. Changing environments of the Zacapu Basin, Central Mexico: A Diatom-Based History spanning the last 30 000 years. Research paper 48. School of Geography. University of Oxford.

Metcalf S.E., O'Hara, S.L. 1992. Sensibilidad de los lagos mexicanos, alteraciones en el medio ambiente: ejemplos del Eje Neovolcánico. *Ingeniería hidráulica en México*. pp.107-127.

Metcalf S.E. 1994. Estudios de diatomeas de la Cuenca de Zacapu, Michoacán: punto 1 y punto 4. en Pétrequin P. 8,000 años de la cuenca de Zacapu. *Evolución. Evolución de los paisajes y Primeros Desmontes. Cuadernos de estudios Michoacanos* 6. 99-112.

Metcalf S.E. 1995. "Holocene environmental change in the Zacapu basin, Mexico: a diatom-based record. *Holocene* 5:196–208 pp.

Metcalf S. E., O'Hara S.L., Caballero M., Davies S.J. 2000. Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in México, a review. *Quaternary science Reviews* 19: 699-721 pp.

Nelson, D.M., Tréguer, P., Brzezinski, M.A., Leynaert, A., Queguiner, B. 1995. Production and dissolution of biogenic silica in the ocean: revised global estimates, comparison with regional data and

relationship to biogenic sedimentation. *Global Biogeochem. Cycl.* 9:359–72.

O'Hara, S.L. y Metcalfe S.E., 1992. Sensibilidad de los lagos mexicanos, alteraciones en el medio ambiente: ejemplos del Eje Neovolcánico. *Ingeniería hidráulica en México*. pp.107-127.

O'Hara S.L., Street-Perrott F.A, Burt T.P. 1993. "Accelerated soil erosion around a Mexican highland lake caused by Pre-Hispanic agriculture". *Nature* 362:48–51pp.

Oliva-Martínez M.G., Ramírez-Martínez J.G., Garduño-Solorzano G., Cañetas-Ortega J. y Ortega M.M. 2005. Diatoms of three bodies of water from wetlands Jilotepec-Ixtlahuaca, Estado de Mexico. *15 (1):1-26 pp.*

Ortega B. 1992. Paleomagnetismo magnetoestratigrafía y paleoecología del Cuaternario Tardío en el Lago de Chalco, Cuenca de México. Tesis de Doctorado. Instituto de Geofísica, Unidad Académica de los ciclos profesional y de posgrado del Colegio de Ciencias y Humanidades. UNAM. México D.F. 161 pp.

Ortega-Urrutia. 1996. A Paleoclimatic secular variation record from late Pleistocene-Holocene lacustrine sediments from Chalco lake, Basin of Mexico. *Quaternary International*. Vol.43/44 87-96 pp.

Ortega, B. Thompson, R., Urrutia, F. 2000. Magnetic properties of lake sediments from lake chalco, central Mexico, and their

palaeoenvironmental implications. *Journal of Quaternary Science*. Vol. 15. No. 2 pp. 127-140.

Ortega-Guerrero B., Caballero-Miranda C., Lozano-García S., Israde-Alcantara I., y Vilaclara-Fatjo G., 2002. 52,000 years of the environmental history in Zacapu, Michoacán, México: the magnetic record. *Earth and Planetary Science Letters*, 202, p. 663-675.

Ortega B; Vázquez G; CaballeroM; Israde I; Lozano S; Schaaf P; Torres E; 2010. "Late Pleistocene: Holocene record of environmental changes in Lake Zirahuén, Central Mexico"; *J Paleolimnol*; 44:745–760 pp.

Pasquare G., Ferrari L., Garduño V.H., Tibaldi A., and Vezzoli L. 1991. Geologic map of the central Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán, México.

Pompa L.Y. 1995; "Impacto del Deterioro Ambiental del Lago de Cuitzeo en Organizaciones de Pescadores de la Ribera". Tesis. Universidad Autónoma de Chapingo. México.

Prygiel, J.; Coste, M. 2000. Guide Méthodologique pour la mise en oeuvre de L'Indice Biologique Diatomées. Agences de l'Eau, Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, Direction de l'Eau. 134p.

Ramírez U. Hermes., Zarate del Valle P., García G. M., de la Torre O., Israde I., Maulenert Peña A., 2007. Disolución de sílice biogénica en sedimentos de lagos utilizados como bioindicadores de calidad del agua. *E-Gnosis*. Vol.5, num 4.p.1-19.

Robert G.W. 1981. Cap. 17: el Ciclo del Carbono Orgánico y los Detritos. Limnología. Ediciones Omega S.A. Barcelona, España.

Rodriguez-Pascua M.A., Garduño-Monroy V.H., Israde-Alcantara I. 2004. Evidencias paleosismicas en fallas activas y sedimentos deformados del lago de Pátzcuaro. Jaracuaro, Michoacán, México. Geotermas. 6 (3), 151-154 pp.

SARH. 1986. Estudio de área del Municipio de Cuitzeo, Michoacán, México.

SARH. 1986. Estudio de área del municipio de Zacapu, Michoacán, México.

Sánchez-González M. J. 2007. "Evolución Paleoambiental del Lago Cráter 'La Alberca' de Tacámbaro, Michoacán". Tesis de Licenciatura. Facultad de Biología. U.M.S.N.H. 75 p.

Silva M.L.;1995; "Resumen de la Geología de la Hoja Morelia 14 Q-g estado de Michoacán"; Carta Geológica de México. Instituto de Geología. UNAM; pp.25.

Sullivan, C.W. 1976. Diatom mineralization of silicic acid. I. Si(OH)₄ transport characteristics in *Navicula pelliculosa*. J. Phycol. 12:390-6.

Thompson R.E., Olfield. 1986. Environmental Magnetism. Allen and Unwin, Londres.

Thompson R., R.W. Battarbe, P.E. O'Sullivan, F. Oldfield. 1975. Magnetic susceptibility of lake sediments. *Limnology Oceanography* 20:687-698.

Valadez F., Caballero M., Rodríguez-Vargas y Sugiura-Yamamoto Y. 2005. Siliceous microfossils (Bacillariophyceae, Chrysophyceae) from the Upper Lerma Basin, Mexico. *Algological studies* 118. 79-93. 79-83 pp.

Vázquez C.G. 2004. "Caracterización de los sedimentos del Holoceno Tardío del Lago de Santa María del Oro, Nayarit, Utilizando Métodos de Magnetismo Ambiental" Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica UNAM. 153 pp.

Vilaclara Gloria and Isabel Israde. 2007 The evolution of Central Mexico lakes: A consequence of a complex mixture of geological, climatic and antropogenic factors? *Limnogeology tales of an evolving Earth.* Barcelona. Julio, 2007, WED-P09 Pag.113

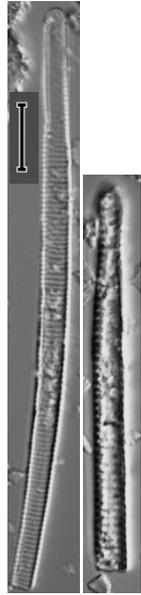
Watts A.W., Bradbury J.L. 1982. Paleoeological studies at lake Patzcuaro on the west-central Mexican Plateau and at Chalco in the Basin of Mexico. *Quaternary Research* 17. 56-70 pp.

Wolin J.A 1996. Late Holocene lake-level and lake development signals in Lower Herring Lake, Michigan. *Journal of Paleolimnology.* 15:19-45 pp.

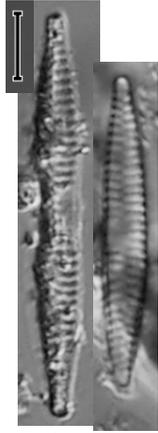
Witkowski A., Bertalot H.L., Metzeltin D. 2003. "Iconographia Diatomologica: Annotated diatom Micrographs: Taxonomy". 286 p.

Xelhuantzi-López M.S. 1994. Análisis de susceptibilidad magnética: Punto 1 ciénega. Cuaderno de Estudios michoacanos. Morelia Michoacán, México. P.p. 77-80.

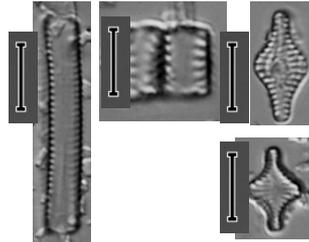
Fig 26- Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trincheras Caseta, Cuitzeo.



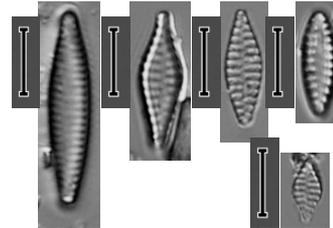
Fragilaria nanana
L=40-?µm
A=1.5-2µm
22-25(30)str/10µm



Fragilaria capucina var.
vaucheriae
L=10-100µm
A=2-6.5µm
9-14str/10µm



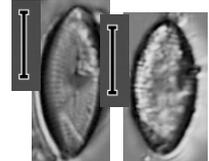
Fragilaria construens
L=4-35µm
A=2-12µm
14-18str/10µm



Fragilaria brevistriata
L=11-30µm
A=3-7µm
12-17str/10µm



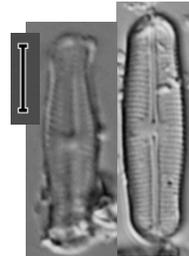
Luticola mutica
L=19µm
A=10µm



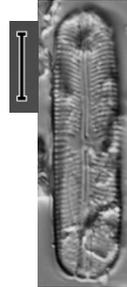
Luticola goeppertiana
L=10-65(144) µm
A=6-15(36)µm
18-24str/10µm



Eunotia implicata
L=20-40µm
A=3-6µm
14-22str/10µm



Sellaphora pupula var.
Pupula
L=10-40µm
A=4.2-21µm
16-25str/10µm



Sellaphora laeivissima
L=10-70µm
A=6-11µm
15-22str/10µm



Calonieis schumanniana
var. *Biconstricta*
L=22-85µm
A=8-14µm



Gomphonema aff. *Affine*
L=30-100µm
A=7-12µm
9-13str/10µm



Navicula aff. *veneta*
L=25-65µm
A=11-13µm
11-13str/10µm



Navicula clementis
L=15-50µm
A=15-50µm
8-15str/10µm



Navicula criptocephala
L=14-40µm
A=5-7µm
14-16str/10µm



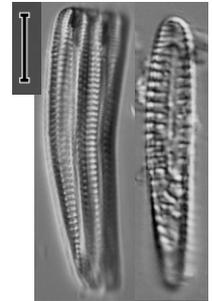
Navicula aff. *upsaliensis*
L=15-50µm
A=7.5-12µm
8-12str/10µm



Gomphonema rhombicum
L=12-50µm
A=4-9µm
10-18str/10µm



Gomphonema aff. *auritum*
L=38µm
A=8µm



Rhoicosphenia abbreviata
L=10-75µm
A=3-8µm
15-20str/10µm

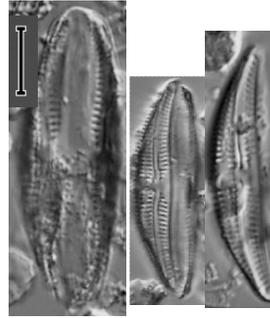
Fig 27-Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trinchera Caseta, Cuitzeo.



Rhopalodia gibberula
L=25-100µm
A=15-40µm
15-19str/10µm

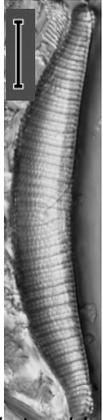


Rhopalodia spp.
L=22µm
A=13µm



Amphora ovalis
L=5-60µm
A=7-18µm
10-13str/10µm

Rhopalodia gibba
L=22-300µm
A=18-30µm
30 str/10µm
50-80 fb/100µm



Epithemia adnata
L=15-150µm
A=7-14µm
11-14 str/10µm
20-80 fb/100µm



Epithemia spp.
L=35µm
A=12µm



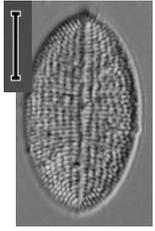
Gomphonema parvulum
L=10-36µm
A=4-8µm
7-20str/10µm



Amphora copulata
L=20-80µm
A=16-36µm



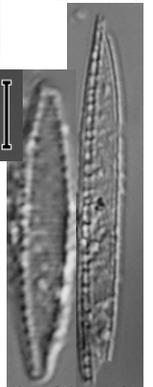
Cocconeis placentula var. *Cocconeis placentula* var. *placentula*
L=7.5-98µm
A=8-40µm
14-23str/10µm



Cocconeis placentula var. *lineata*
L=7.5-98µm
A=8-40µm
14-23str/10µm



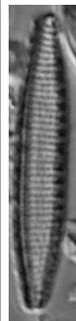
Epithemia turgida
L=45-200µm
A=13-35µm
7-9str/10µm
5-10areol/10µm



Nitzschia fonticola
L=10-65µm
A=2.5-5µm
23-33str/10µm
9-16fb/10µm



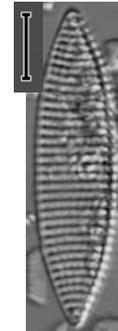
Nitzschia amphibioides
L=6-50µm
A=4-6µm
11-14str/10µm
5-7fb/10µm



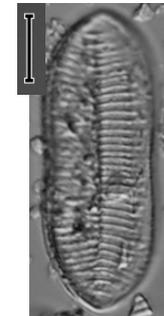
Nitzschia palea
L=15-70µm
A=2.5-5µm



Hantzschia amphioxys
L=20-210(300)µm
A=5-15(25)µm



Nitzschia compressa
L=41µm



Nitzschia laevidensis var. *salinarum*
L=18-65(82)µm
A=8-23(26)µm
6-12fb/10µm



Craticula cuspidata
L=59µm

Fig 28-Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trinchera Caseta, Cuitzeo.



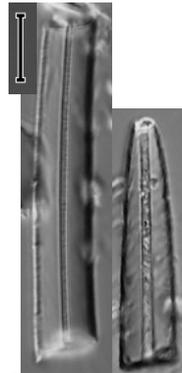
Cymbella aspera
L=70-265µm
A=20-48µm
11-12str ventr/10µm
7-10str dorsales/10µm
11-15 punkte/10µm



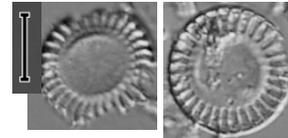
Cymbella gibberula
L=45µm
A=16.5µm
7-9str/10µm
16-18pnkt/10µm



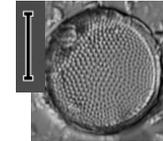
Encyonema mesiana
L=30-70µm
A=9-14µm
7-11str dorsal/10µm
15-18 str ventral/10µm
18-22punkte/10µm



Espículas de esponja



Cyclotella meneghiniana
D=5-43µm
6-10str/10µm



Thalassiosira baltica
D=20-120µm
10-20 areolas/10µm



Achnantes minutissima
L= 5-25µm
A=2-4µm
26str/10µm



Hippodonta capitata
L=22µm
A=8µ



Tetracyclus rupestris
L=4-30µm
A=3-12µm



Pinnularia microstaurum
L=20-90µm
A=7-11µm
10-13str/10µm

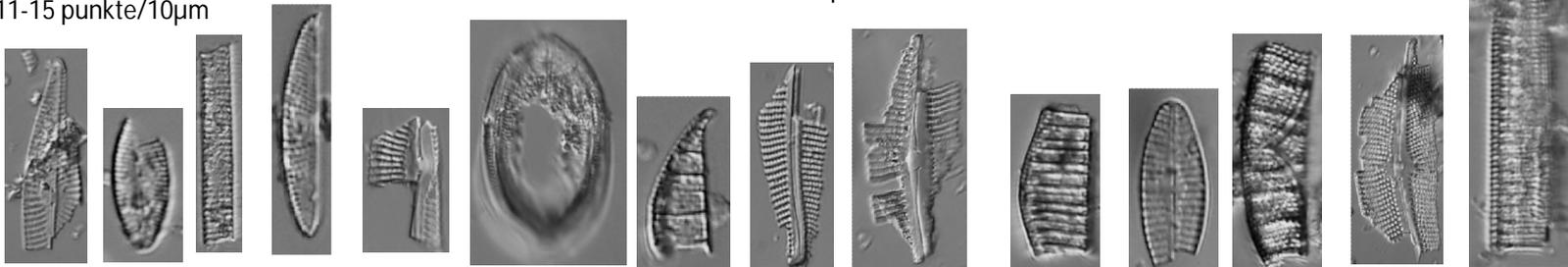


Fig 29-Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trinchera Don Chava, Cuitzeo.

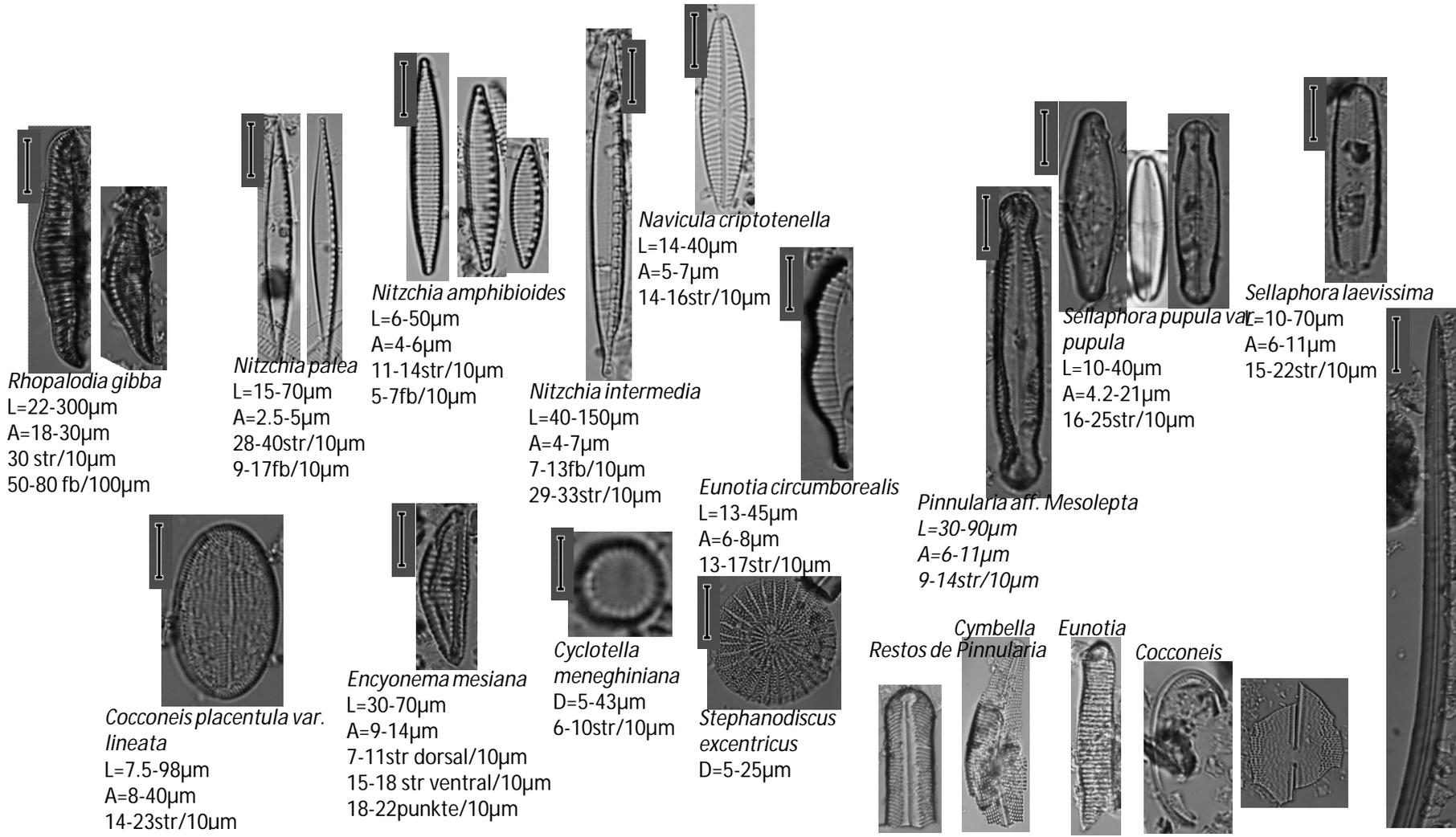
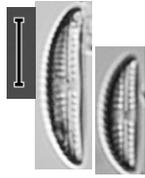


Fig 30-Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trinchera Don Chava, Cuitzeo.



Amphora ovalis
L=5-60µm
A=7-18µm
10-13str/10µm



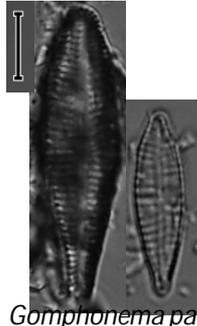
Amphora spp.
L=19µm
A=7µm



Fragilaria nanana
L=40-?µm
A=1.5-2µm



Gomphonema gracile
L=20-100µm
A=4-11µm
9-17str/10µm



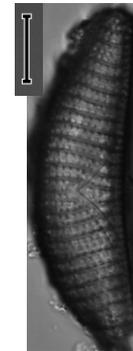
Gomphonema parvulum.
L=10-36µm
A=4-8µm
7-20str/10µm



Gomphonema minutum var. curtum
L=10-35µm
A=4-8µm
8-18str/10µm



Epithemia adnata
L=15-150µm
A=7-14µm
11-14 str/10µm
20-80 fb/100µm



Epithemia turgida
L=45-200µm
A=13-35µm
7-9str/10µm
5-10areol/10µm



Epithemia sp.
L=28µm
A=13µm



Epithemia sp.
L=32µm
A=13µm

Fig 31-Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trinchera Buenavista, Cuitzeo.

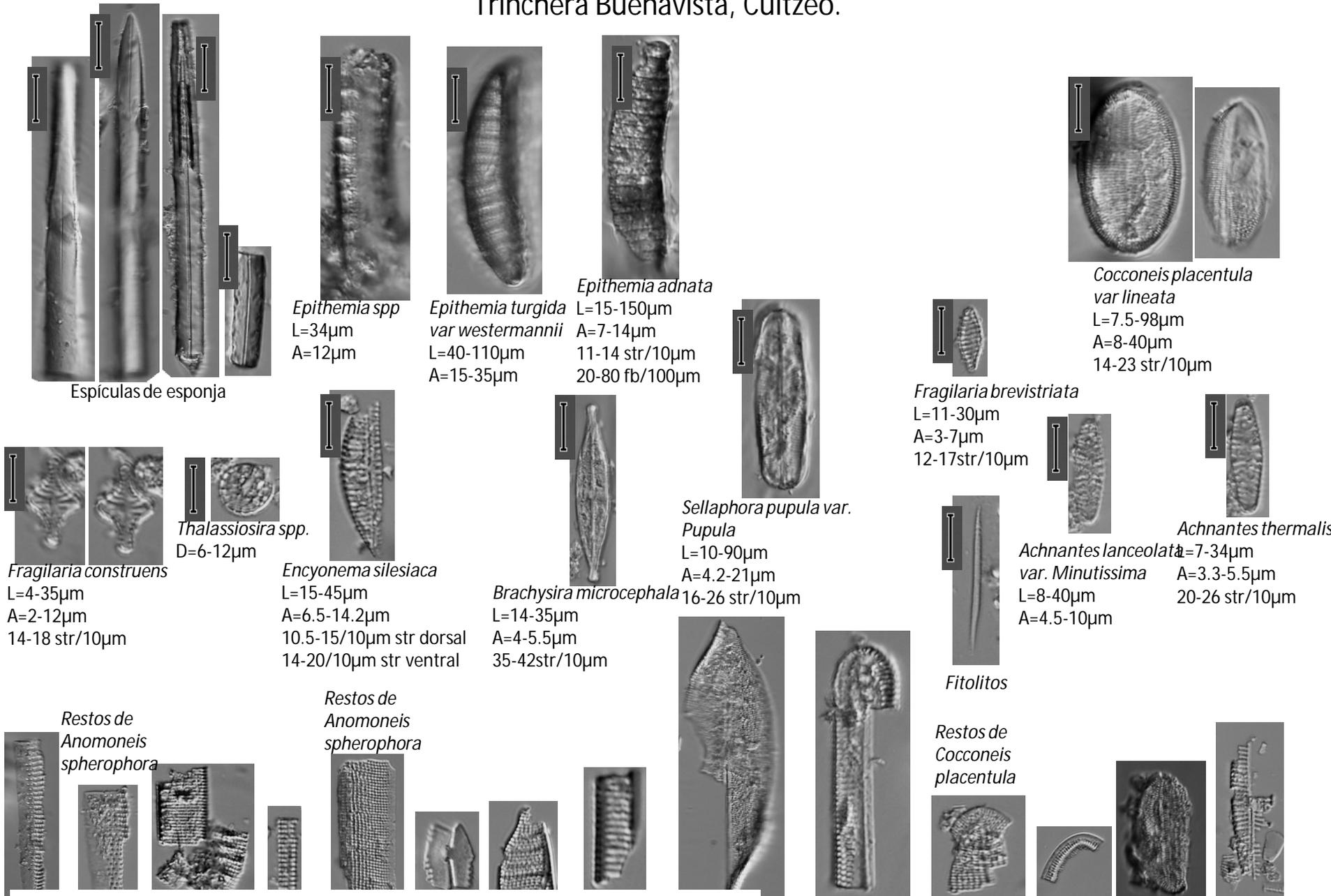
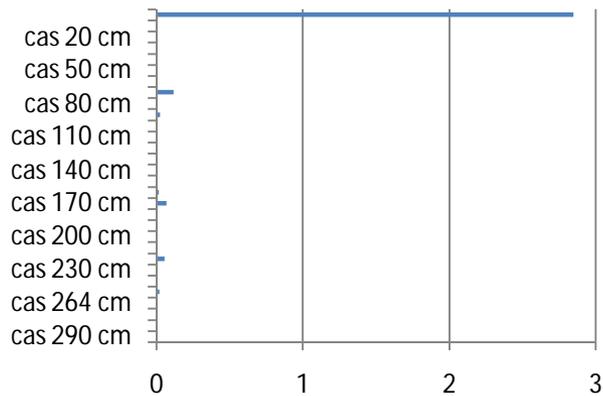
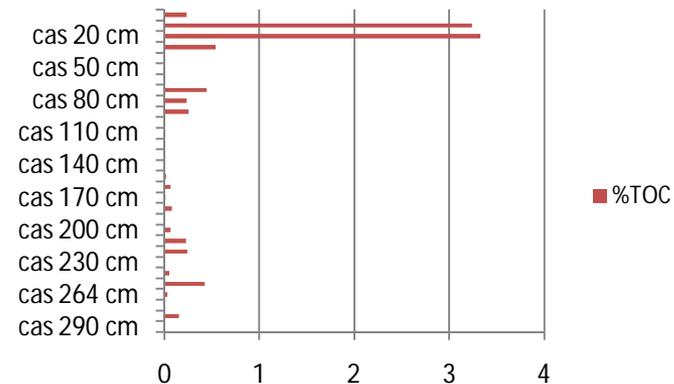


Fig 32-Resultado de análisis de Carbono Inorgánico Total y Carbono Orgánico Total (CIT-COT) de la Trinchera Caseta, Cuitzeo, Michoacán

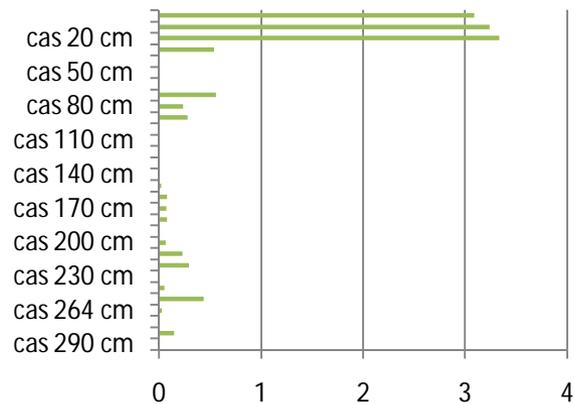
%CIT Tr Cas



%COT Tr Cas



CT Tr Cas



Tr Cas

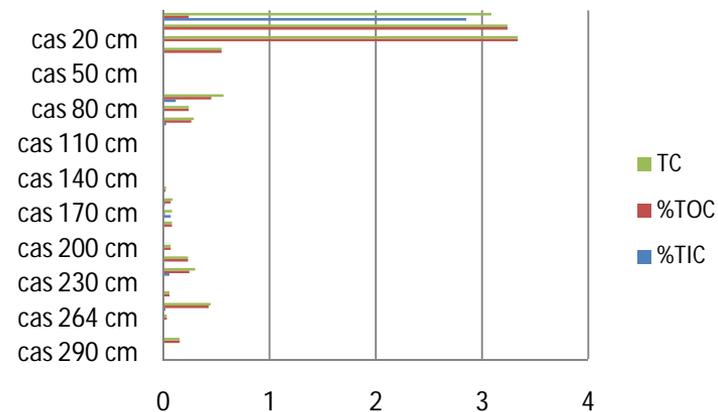
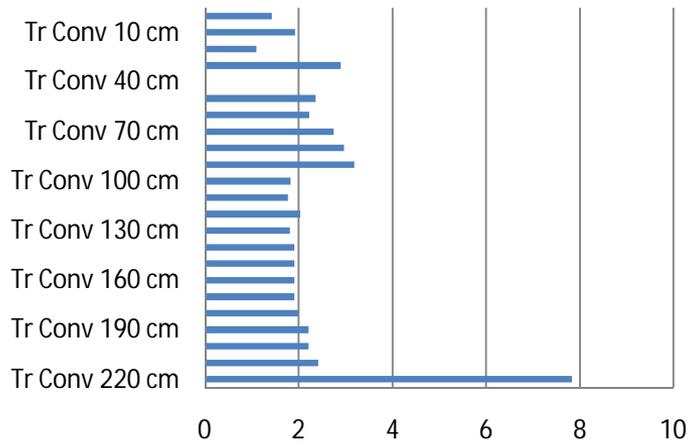
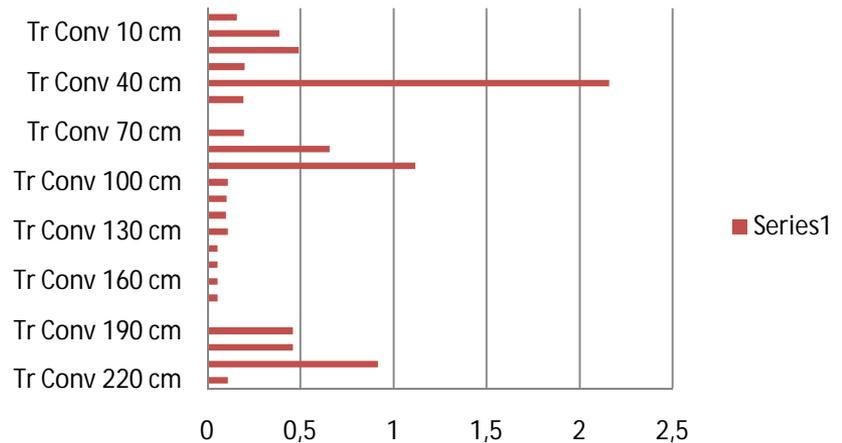


Fig 33-Resultado de análisis de Carbono Inorgánico Total y Carbono Orgánico Total (CIT-COT) de la Trinchera Convento, Cuitzeo, Michoacán

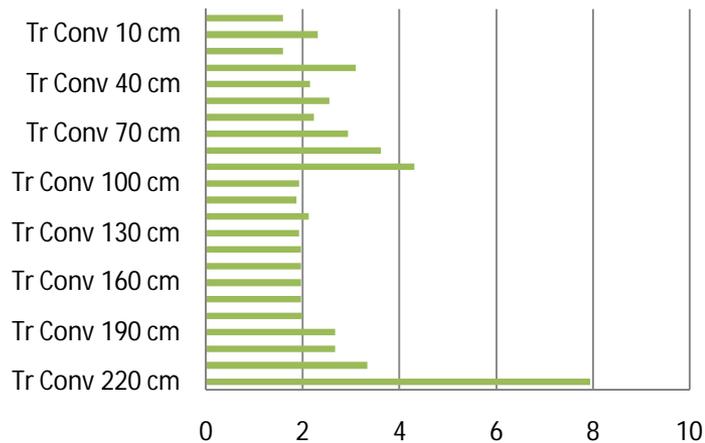
%CIT Tr Convento



%COT Tr Convento



%CT Tr Convento



Tr Convento

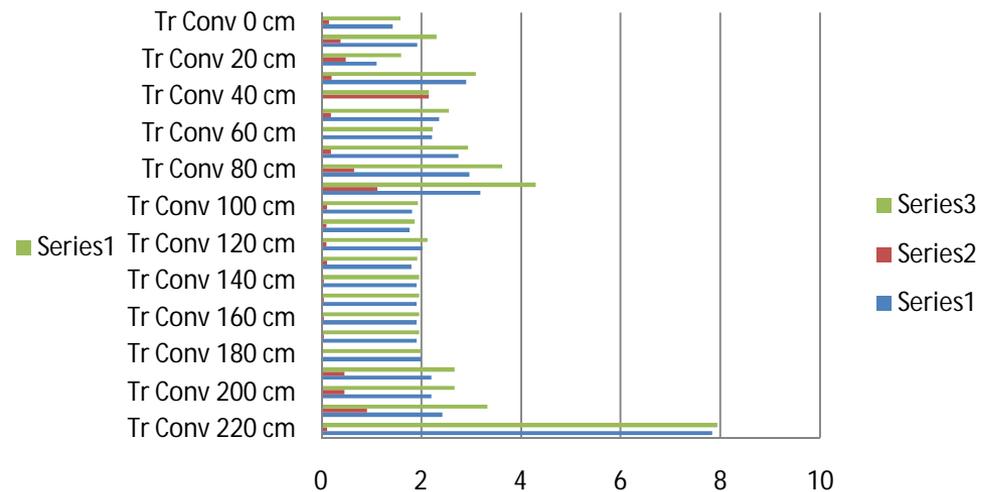
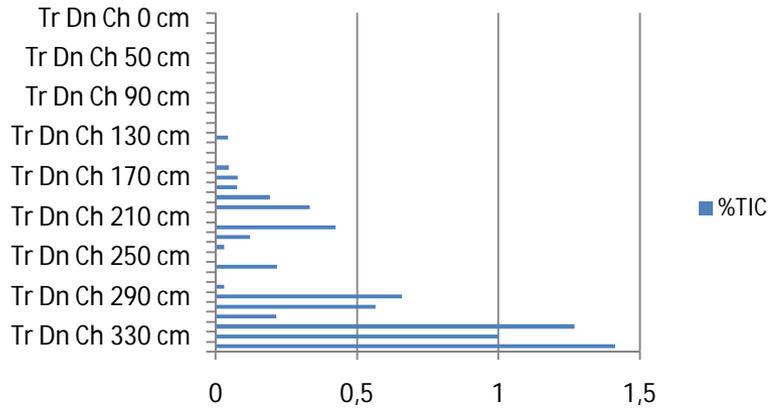
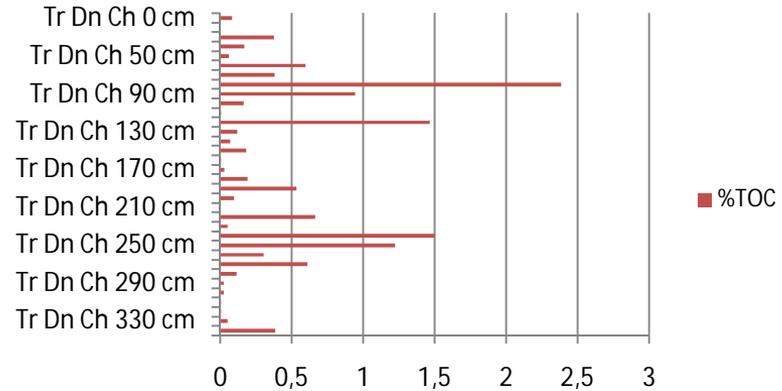


Fig 34-Resultado de análisis de Carbono Inorgánico Total y Carbono Orgánico Total (CIT-COT) de la Trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán

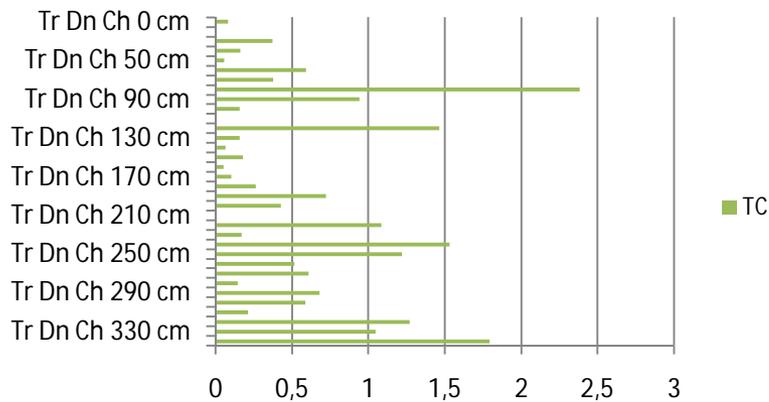
%CIT Tr Dn Ch



%COT Tr Dn Ch



CT Tr Dn Ch



Tr Dn Ch

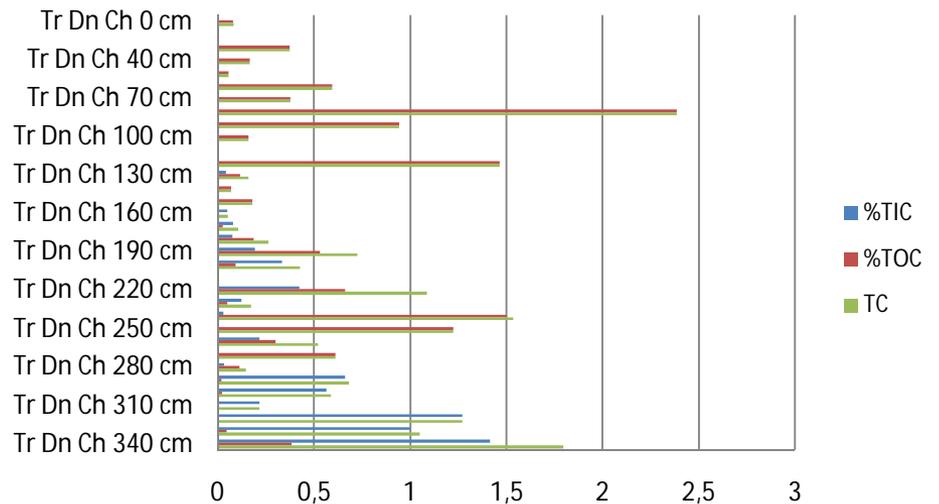
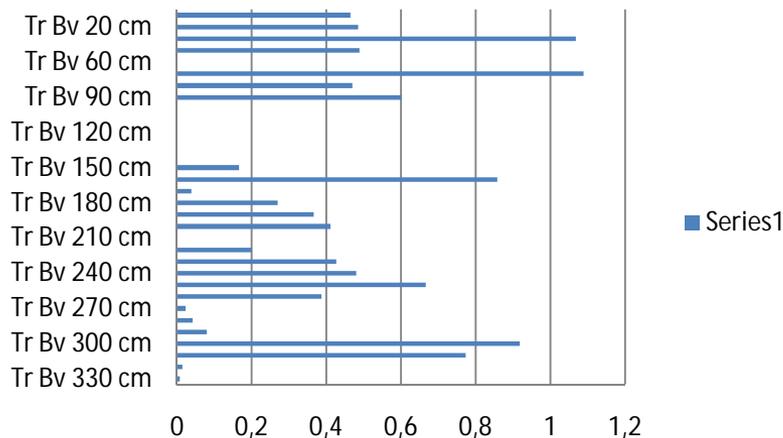
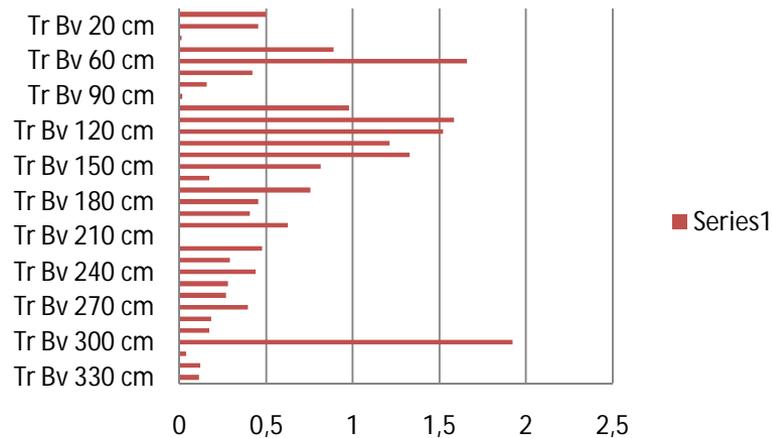


Fig 35-Resultado de análisis de Carbono Inorgánico Total y Carbono Orgánico Total (CIT-COT) de la Trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán

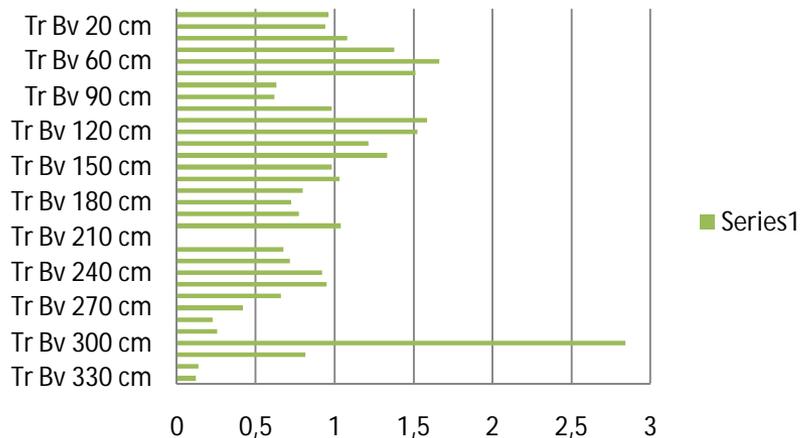
% CIT Tr Bv



% COT Tr Bv



% CT Tr Bv



Tr Bv

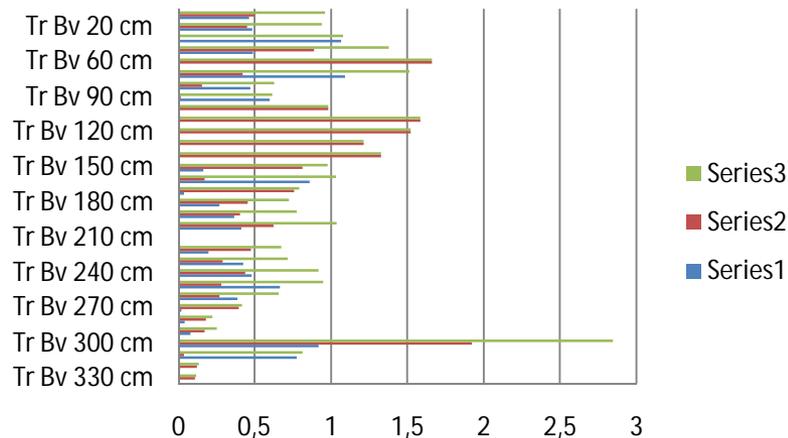
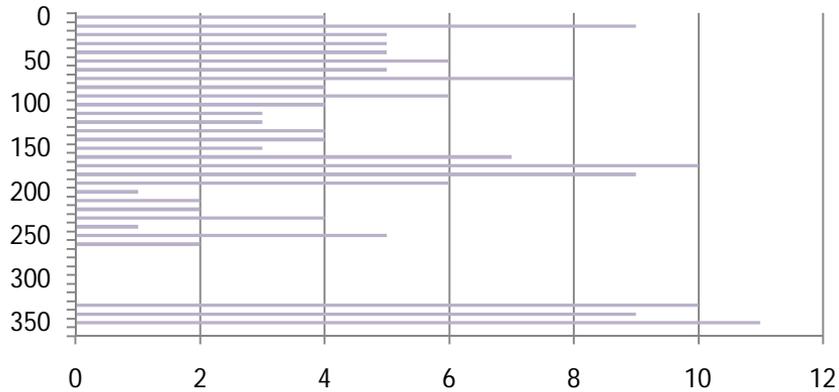
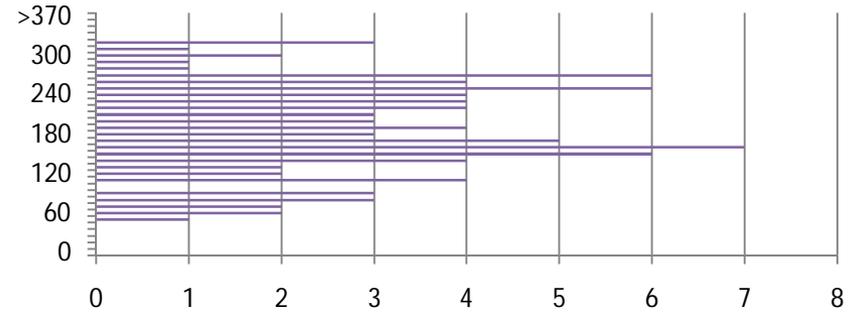


Fig 36-Resultado de análisis de Susceptibilidad magnética de las Trincheras Caseta, Convento, Don Chava y Buenavista, Cuitzeo, Michoacán

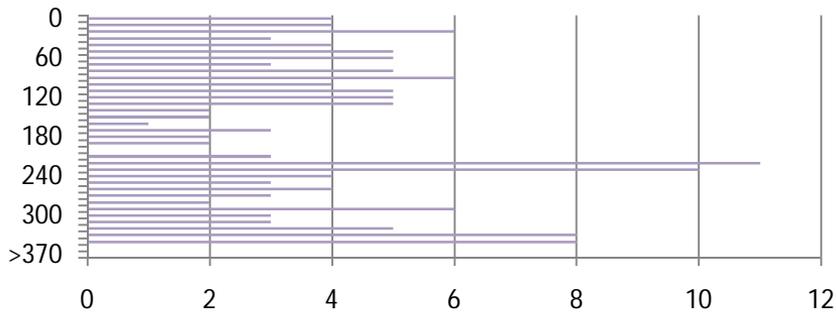
Susceptibilidad magnética Caseta



Susceptibilidad magnética Convento



Susceptibilidad magnética Don Chava



Susceptibilidad magnética Buenavista

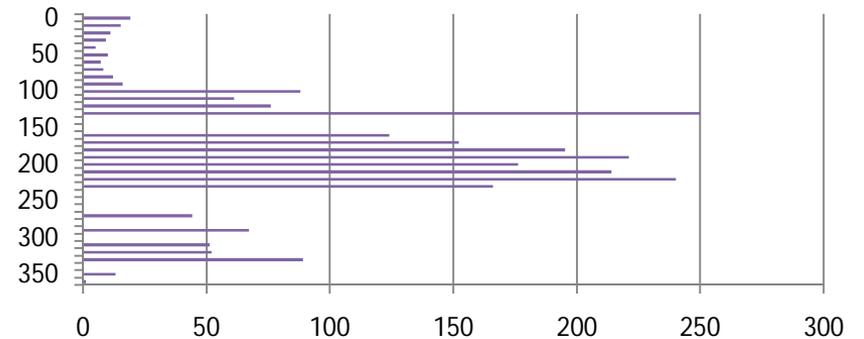


Fig 37-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 0cm de la Trinchera Caseta, Cuitzeo, Michoacán.

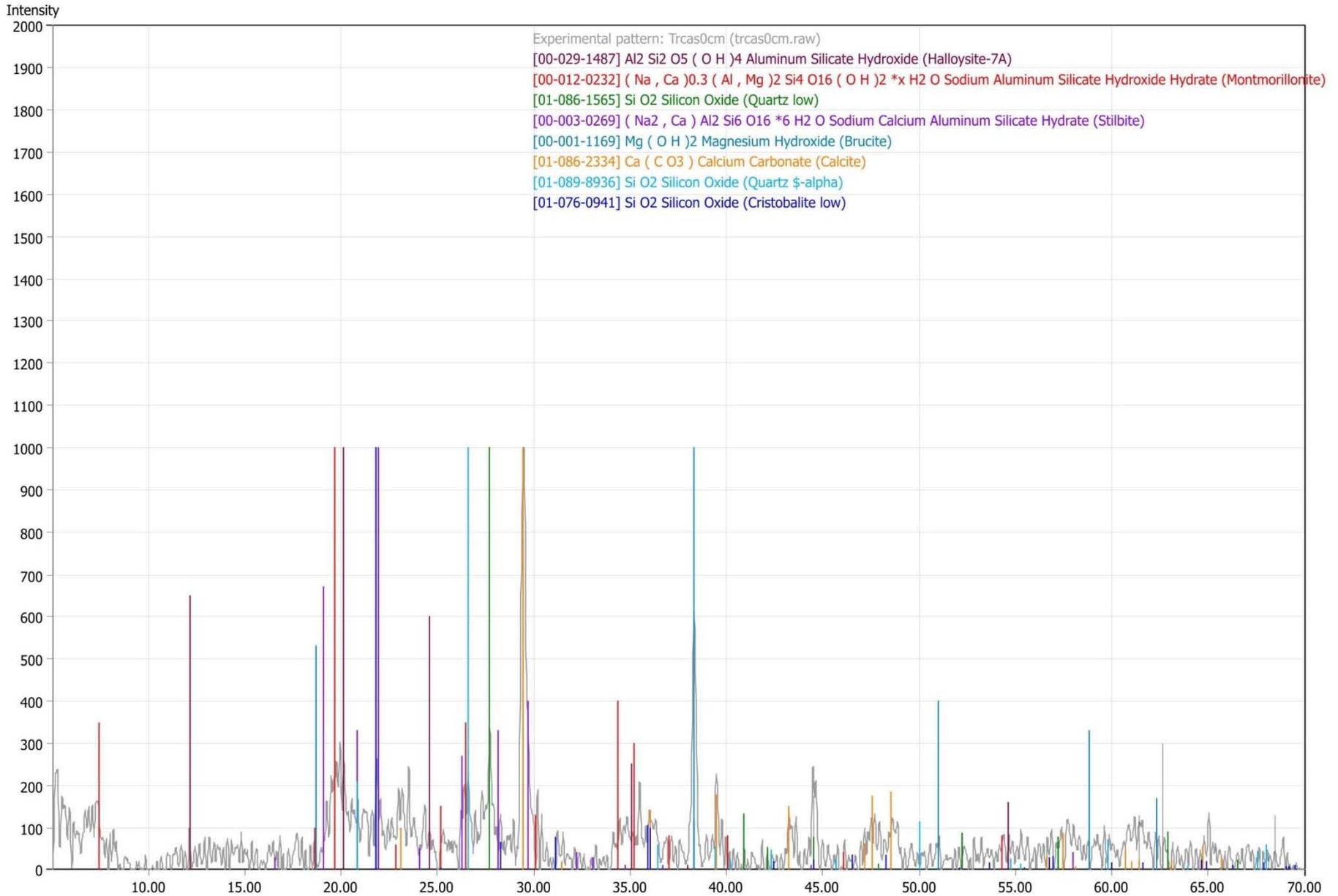


Fig 38-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 20cm de la Trinchera Caseta, Cuitzeo, Michoacán.

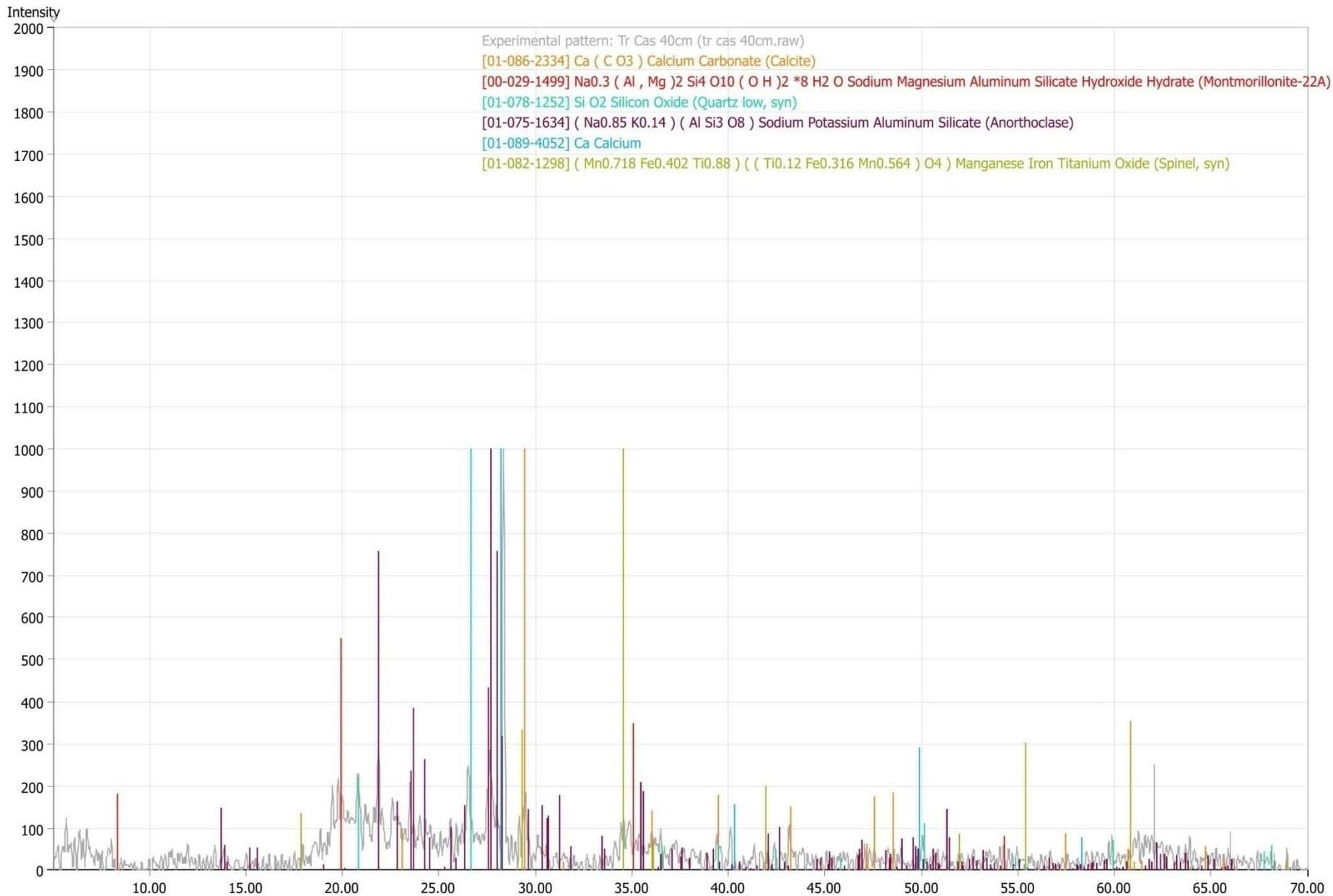


Fig 39-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 120cm de la Trinchera Caseta, Cuitzeo, Michoacán.

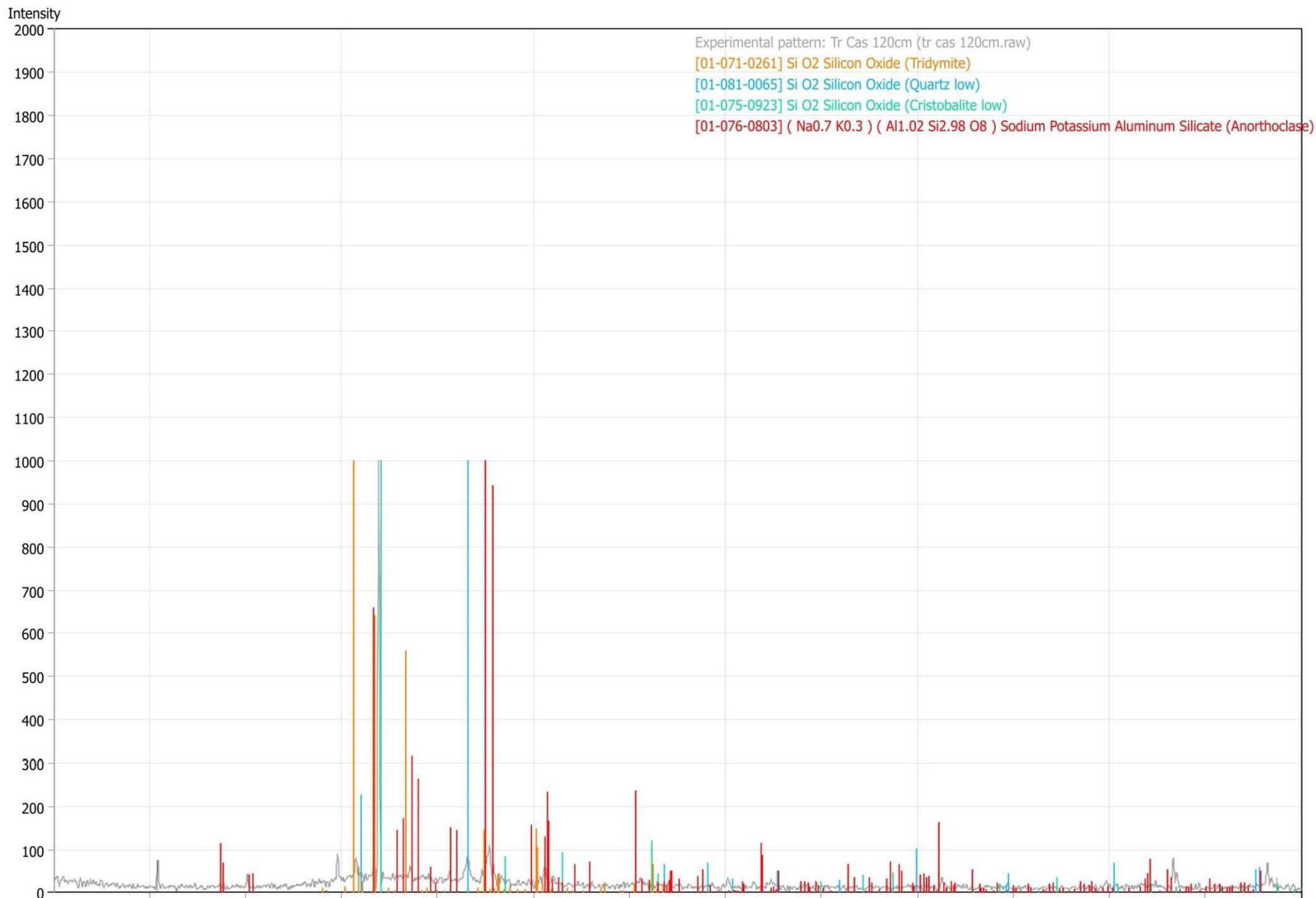


Fig 40-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 200cm de la Trinchera Caseta, Cuitzeo, Michoacán.

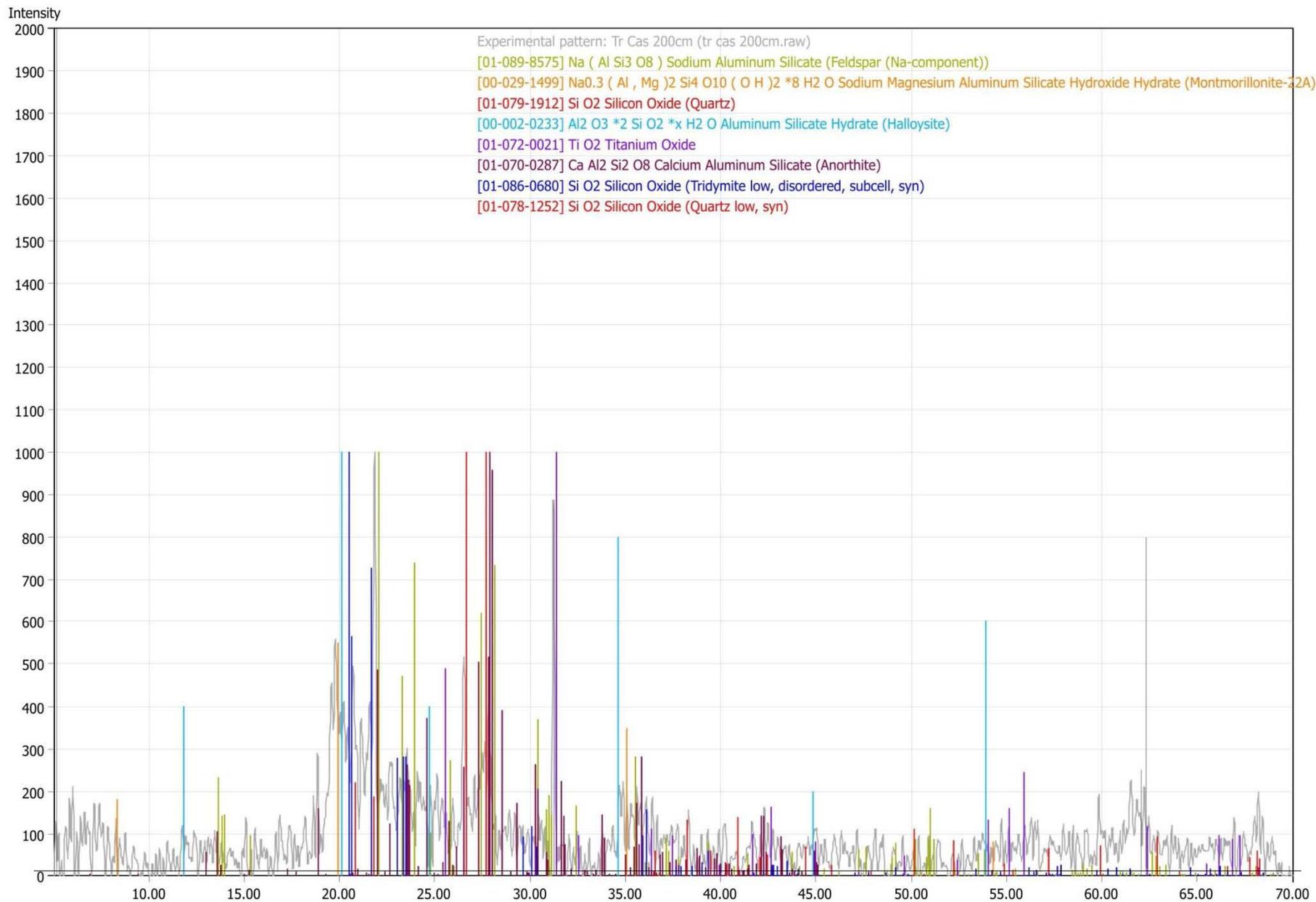


Fig 41-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 290cm de la Trinchera Caseta, Cuitzeo, Michoacán.

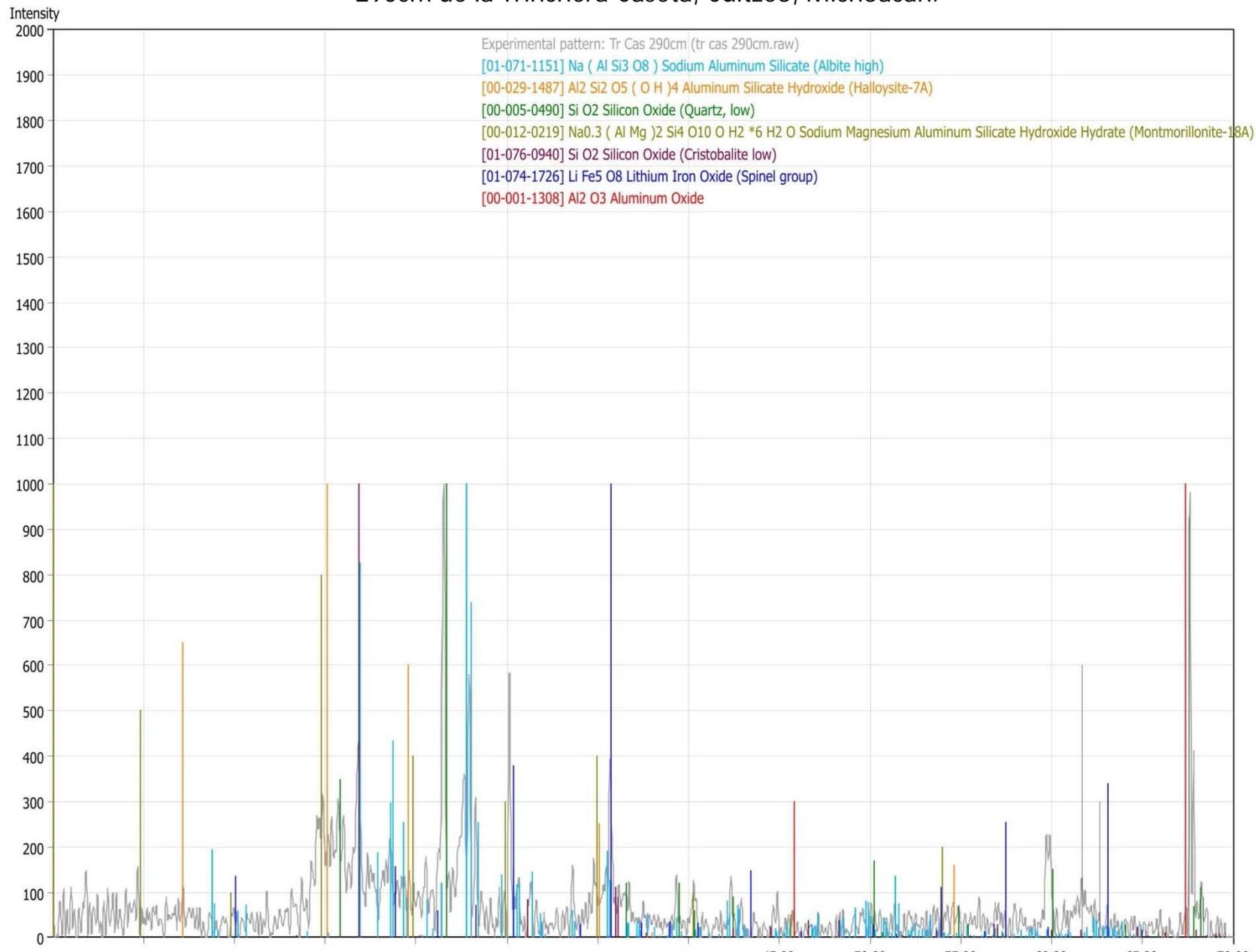


Fig 42-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 0cm de la Trinchera Convento, Cuitzeo, Michoacán.

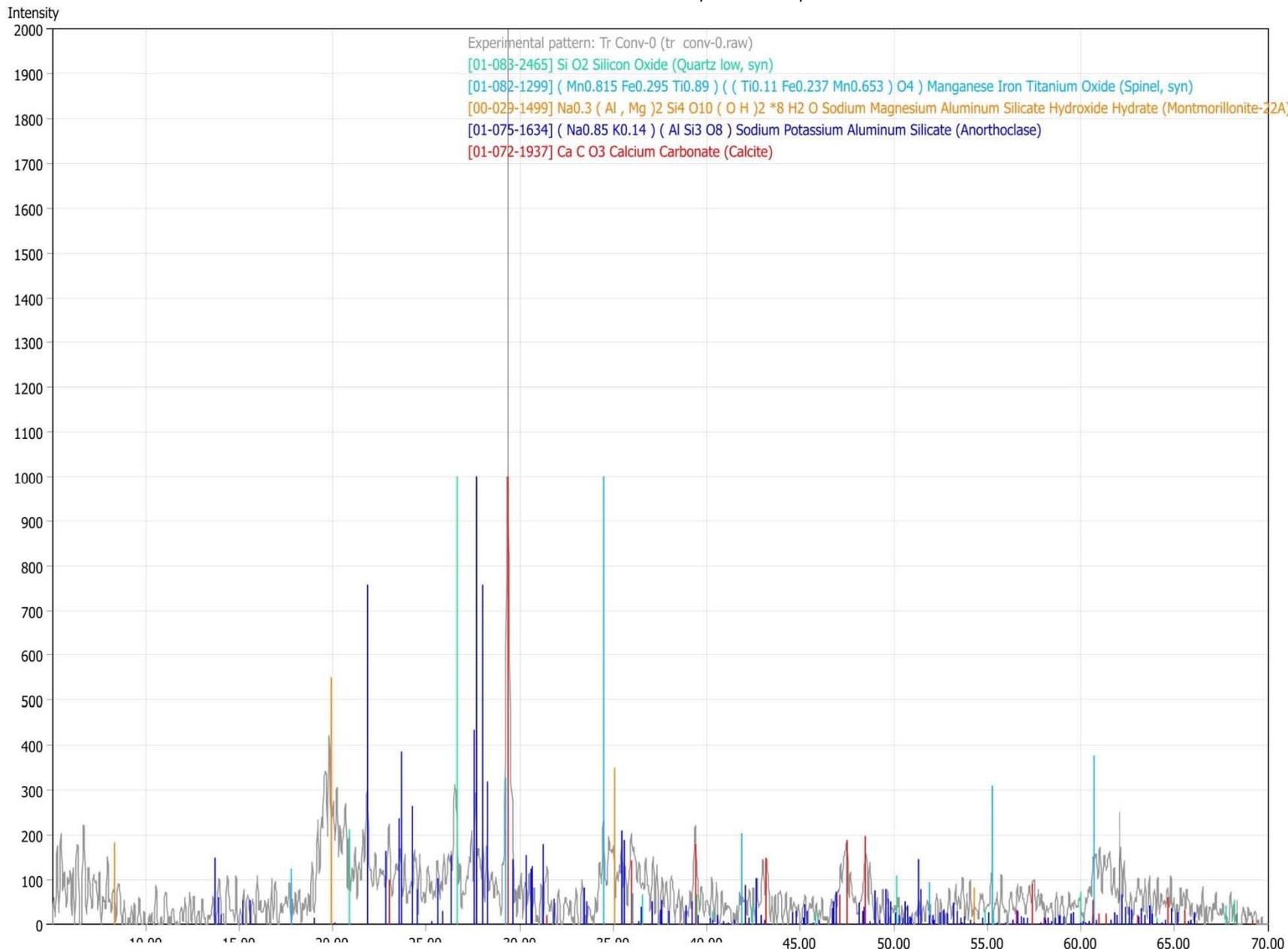


Fig 43-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 50cm de la Trinchera Convento, Cuitzeo, Michoacán.



Fig 44-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 100cm de la Trinchera Convento, Cuitzeo, Michoacán.

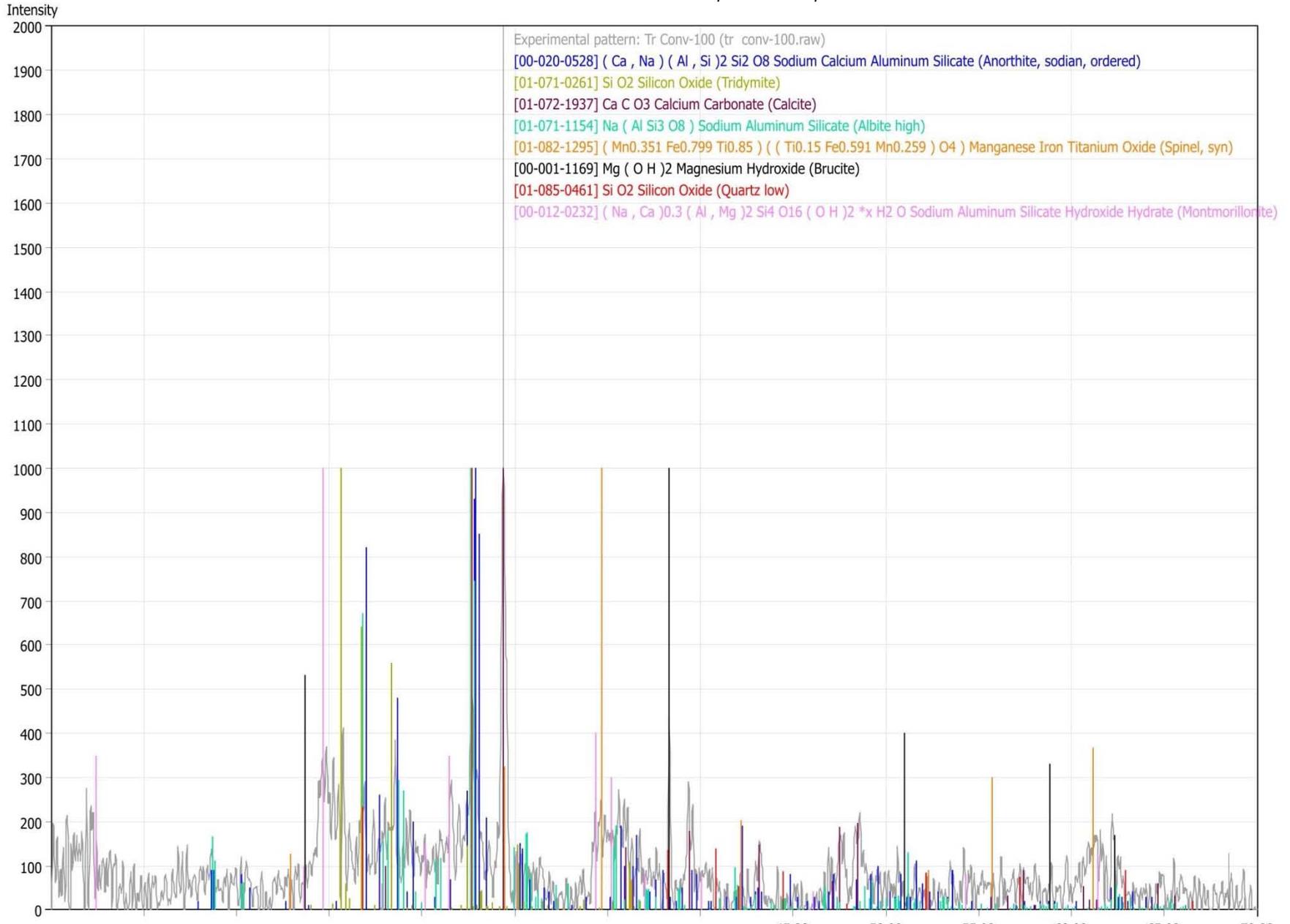


Fig 45-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 130cm de la Trinchera Convento, Cuitzeo, Michoacán.

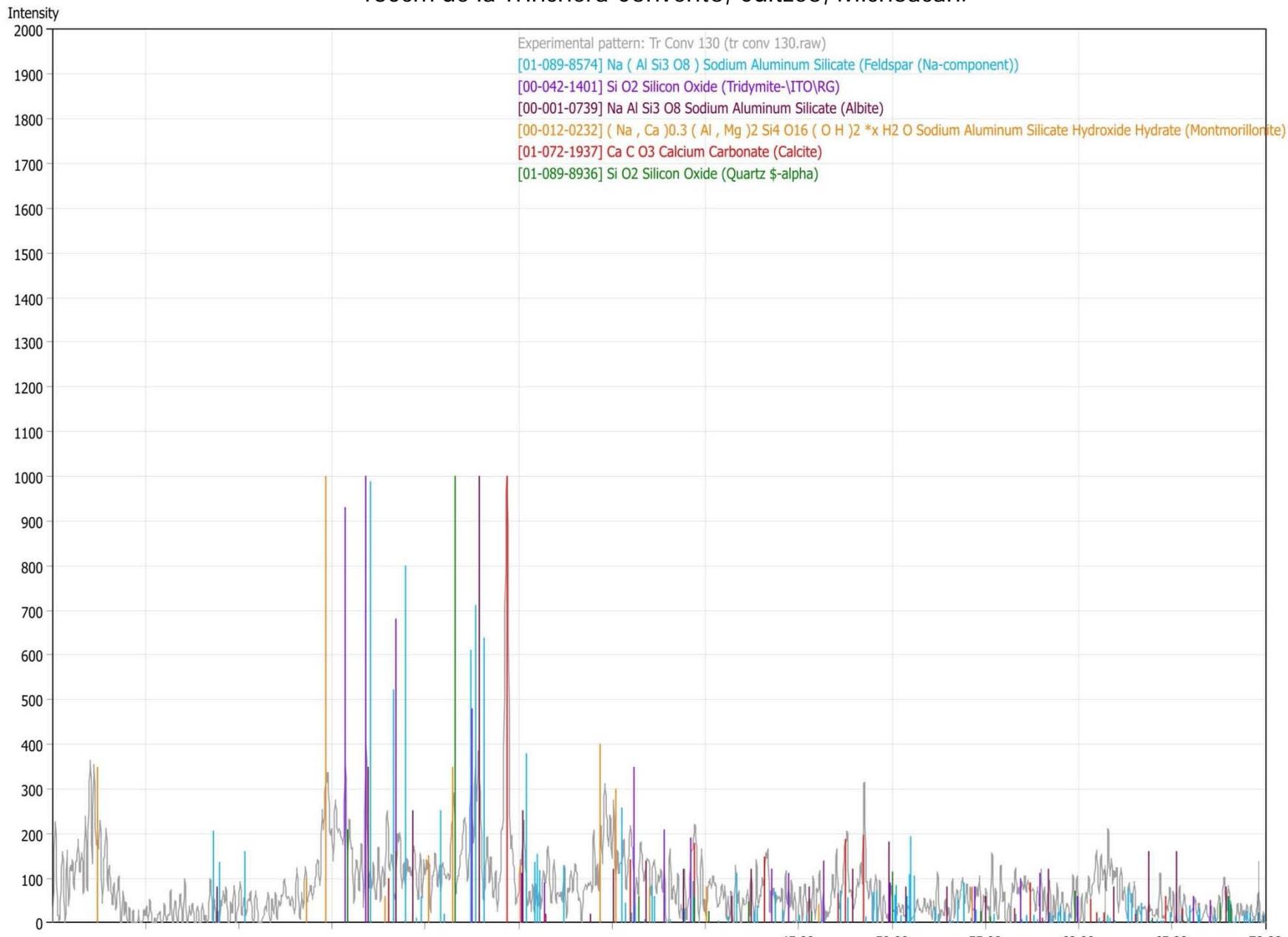


Fig 46-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 180cm de la Trinchera Convento, Cuitzeo, Michoacán.

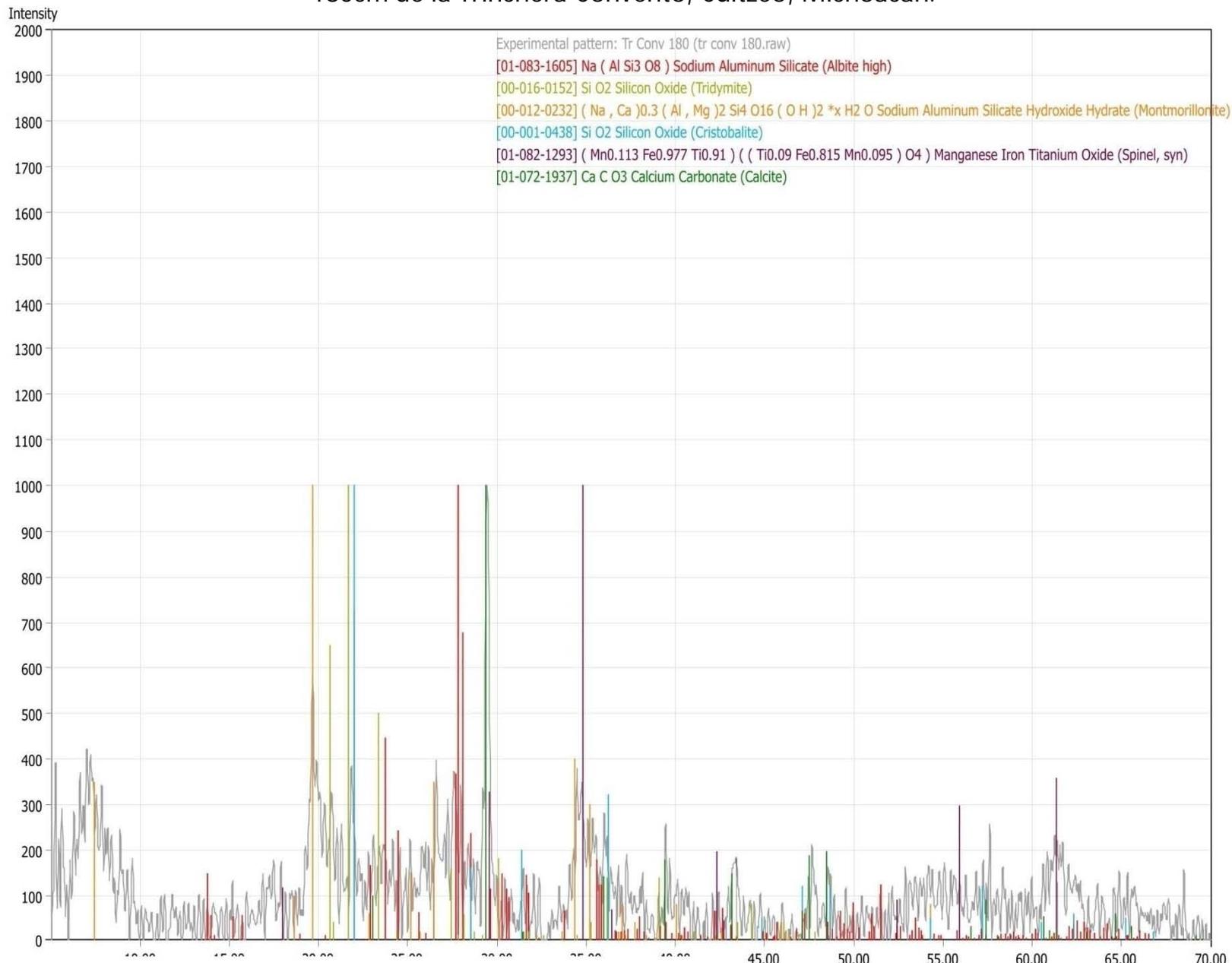


Fig 47-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 220cm de la Trinchera Convento, Cuitzeo, Michoacán.

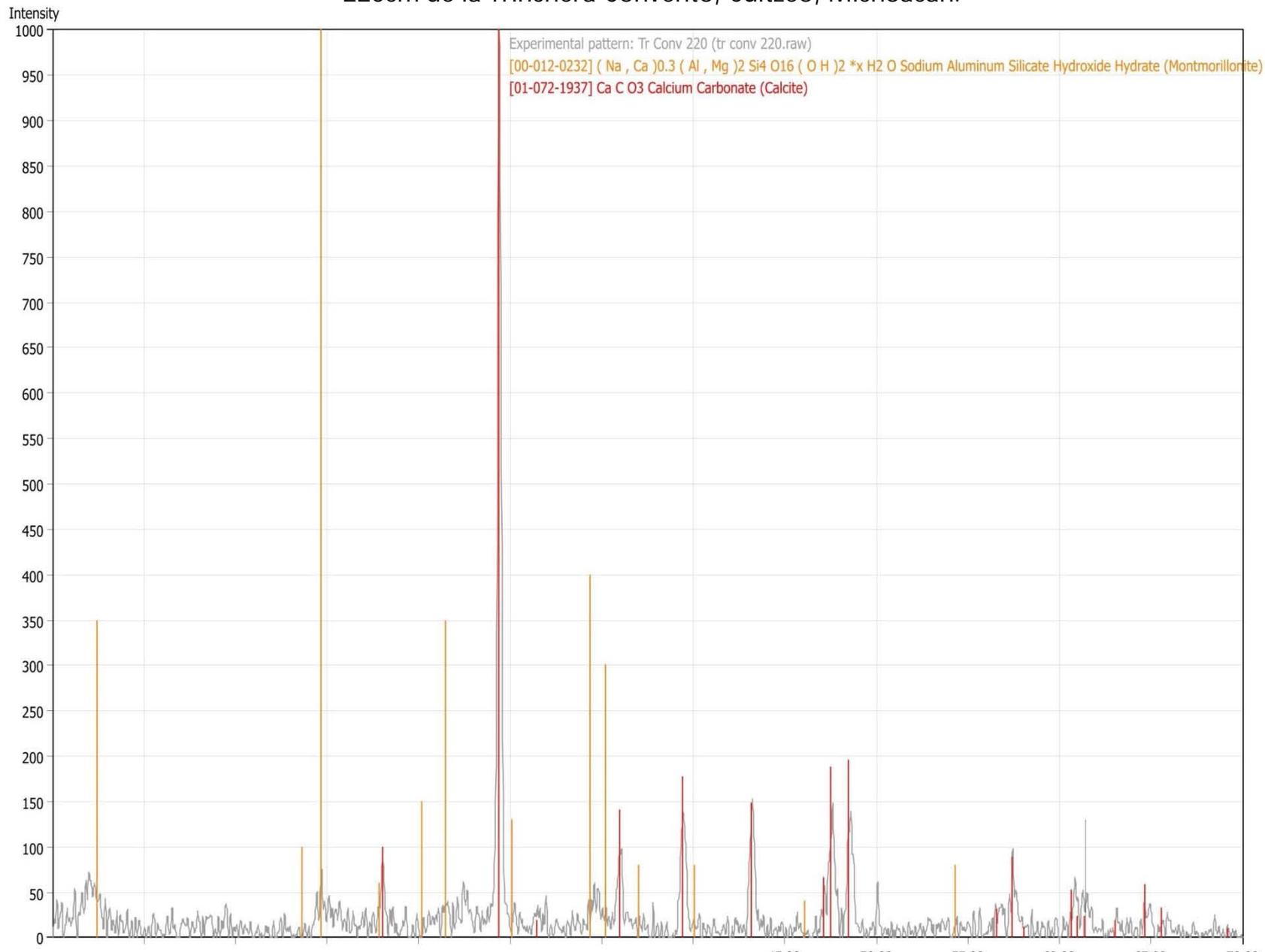


Fig 48-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 0cm de la Trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.

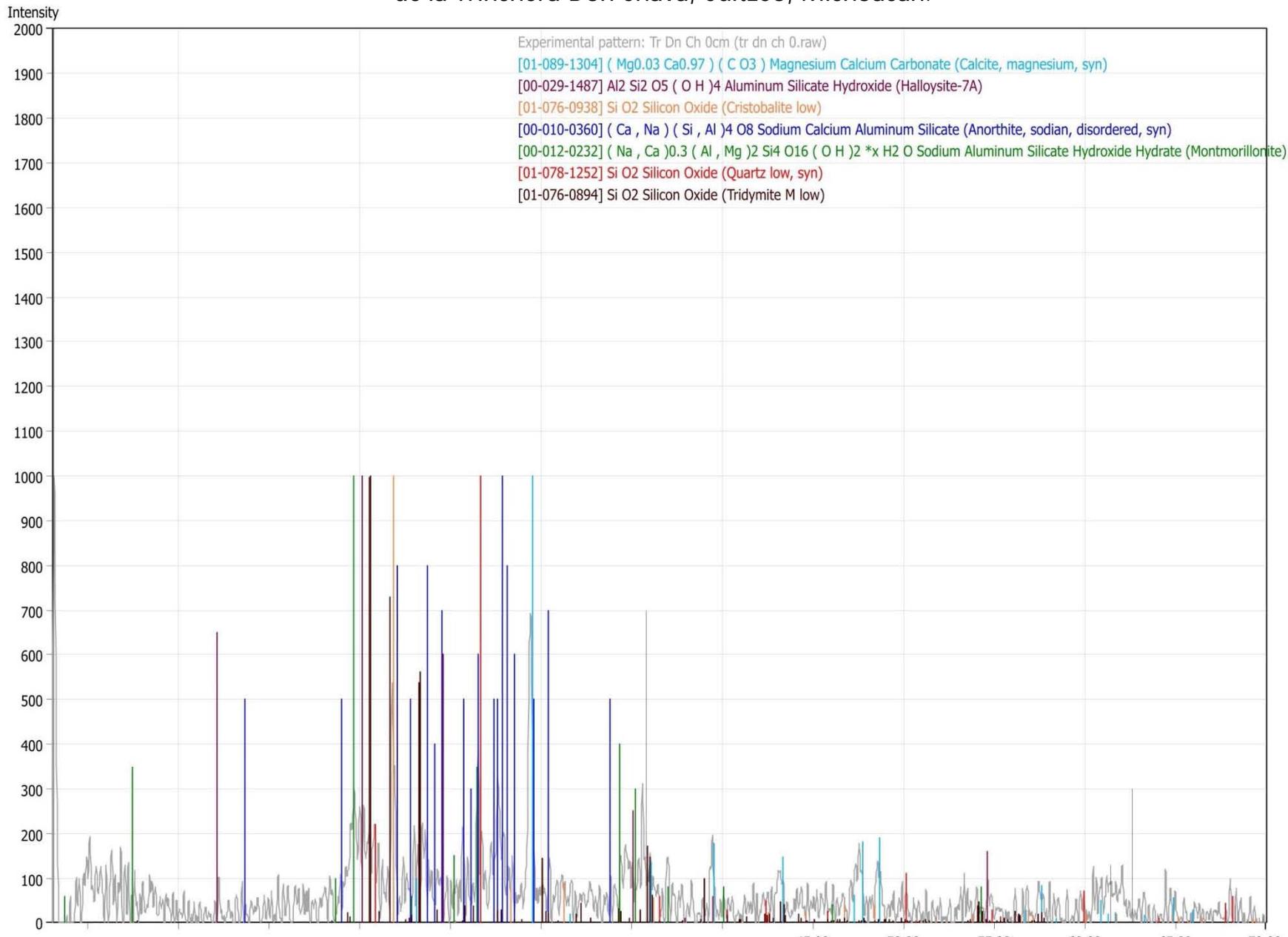


Fig 49-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 70cm de la Trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.

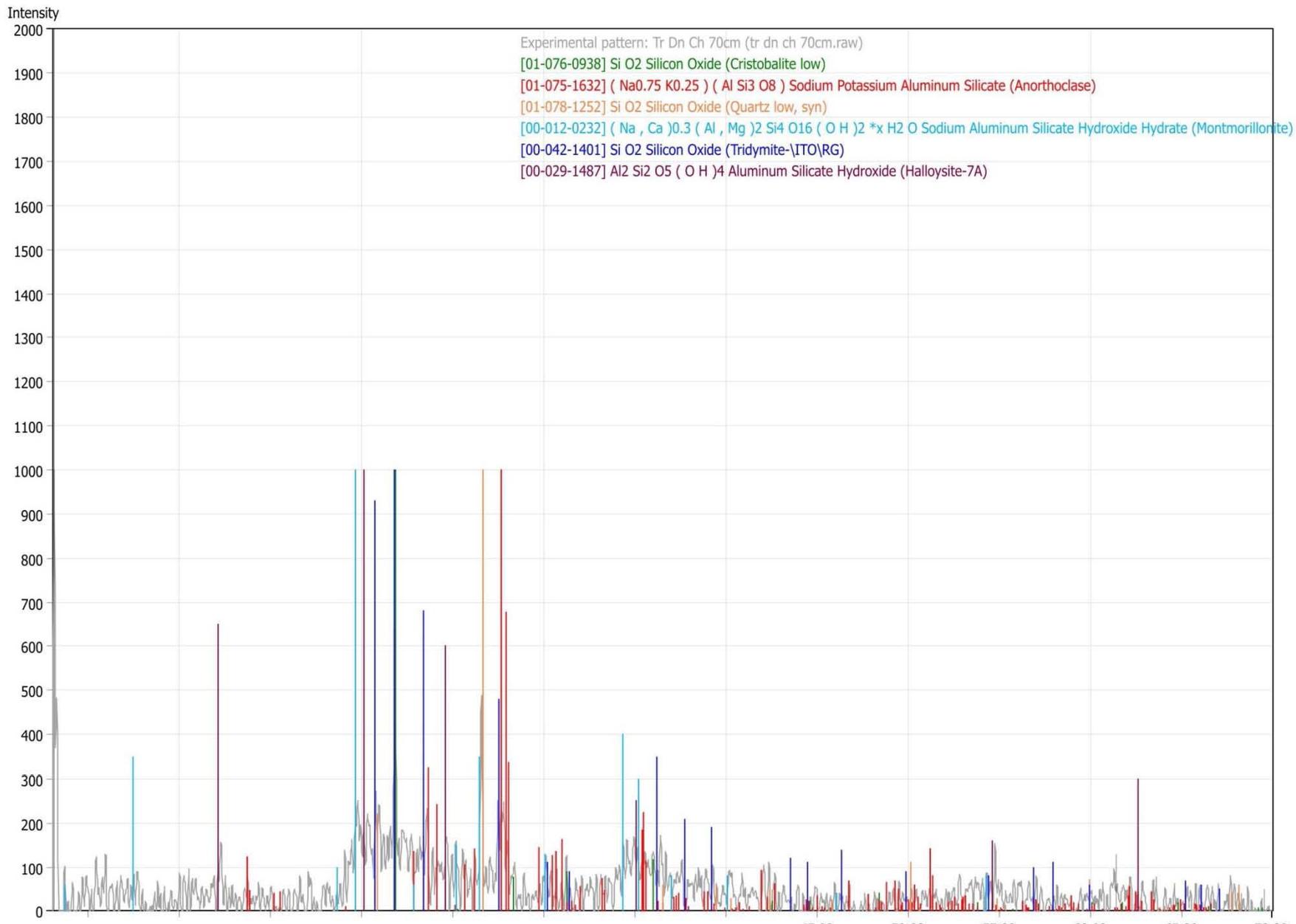


Fig 50-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 130cm de la Trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.

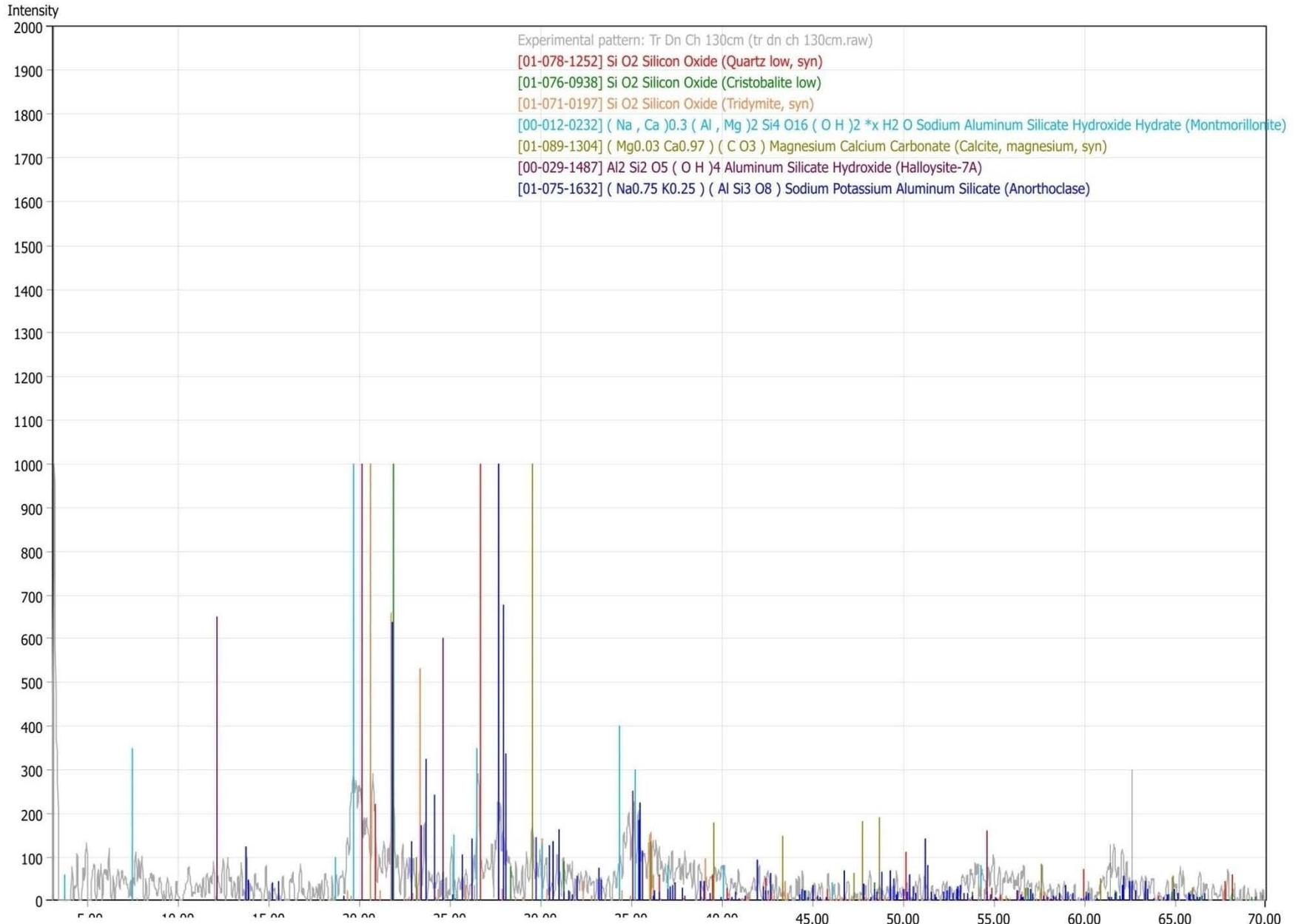


Fig 51-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 180cm de la Trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.

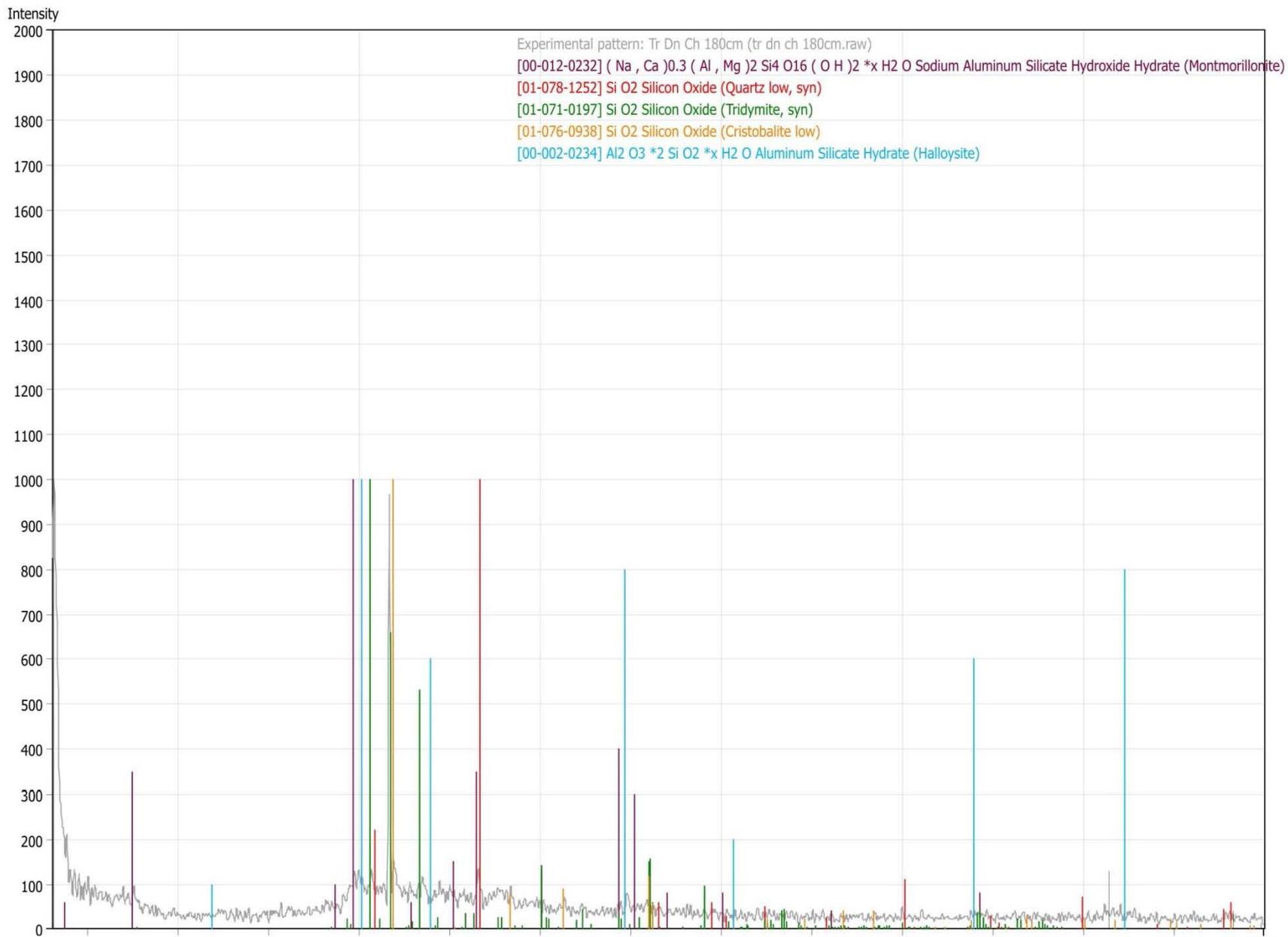


Fig 52-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 210cm de la Trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.

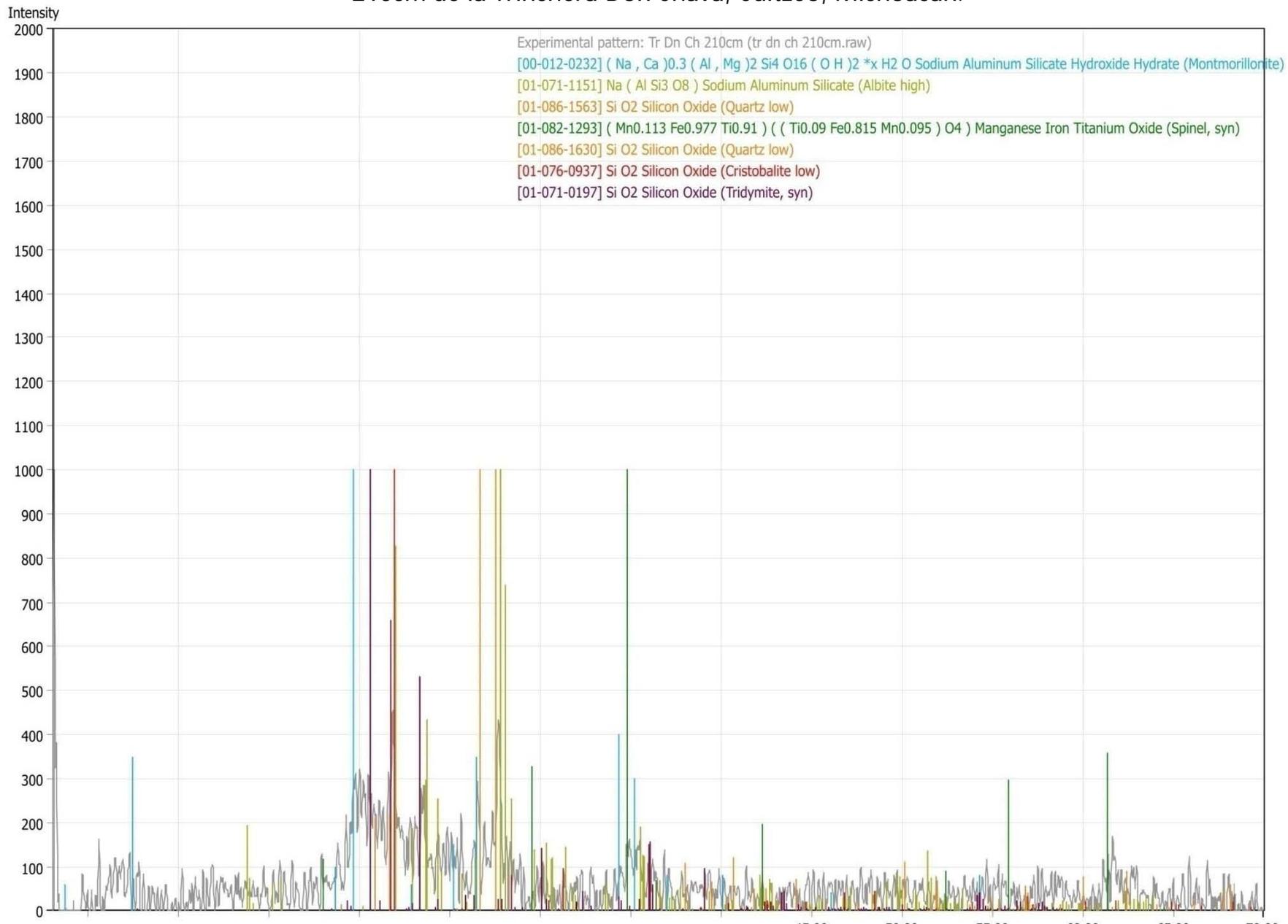


Fig 53-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 260cm de la Trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.

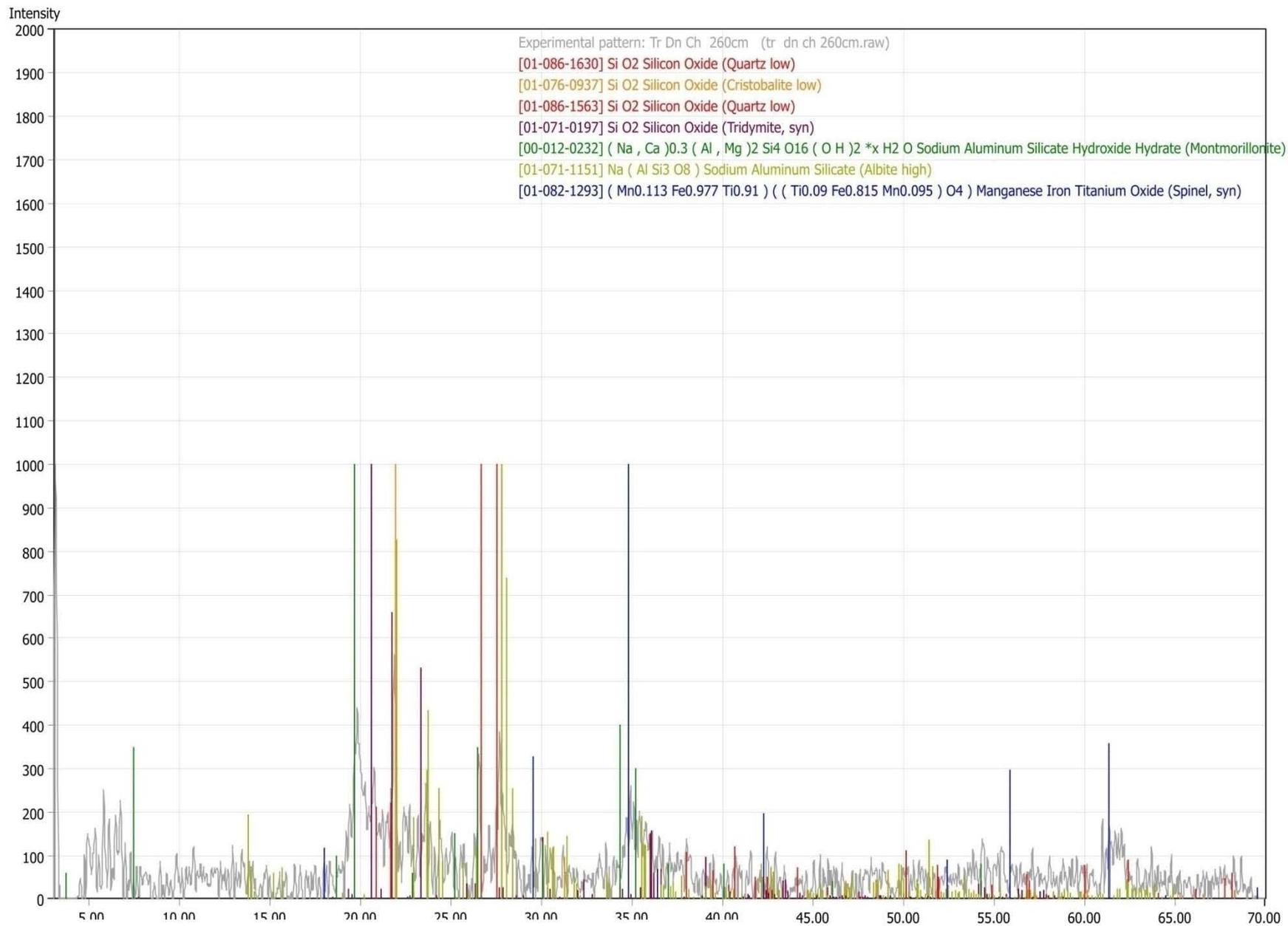


Fig 54-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 330cm de la Trinchera Don Chava, Cuitzeo, Michoacán.

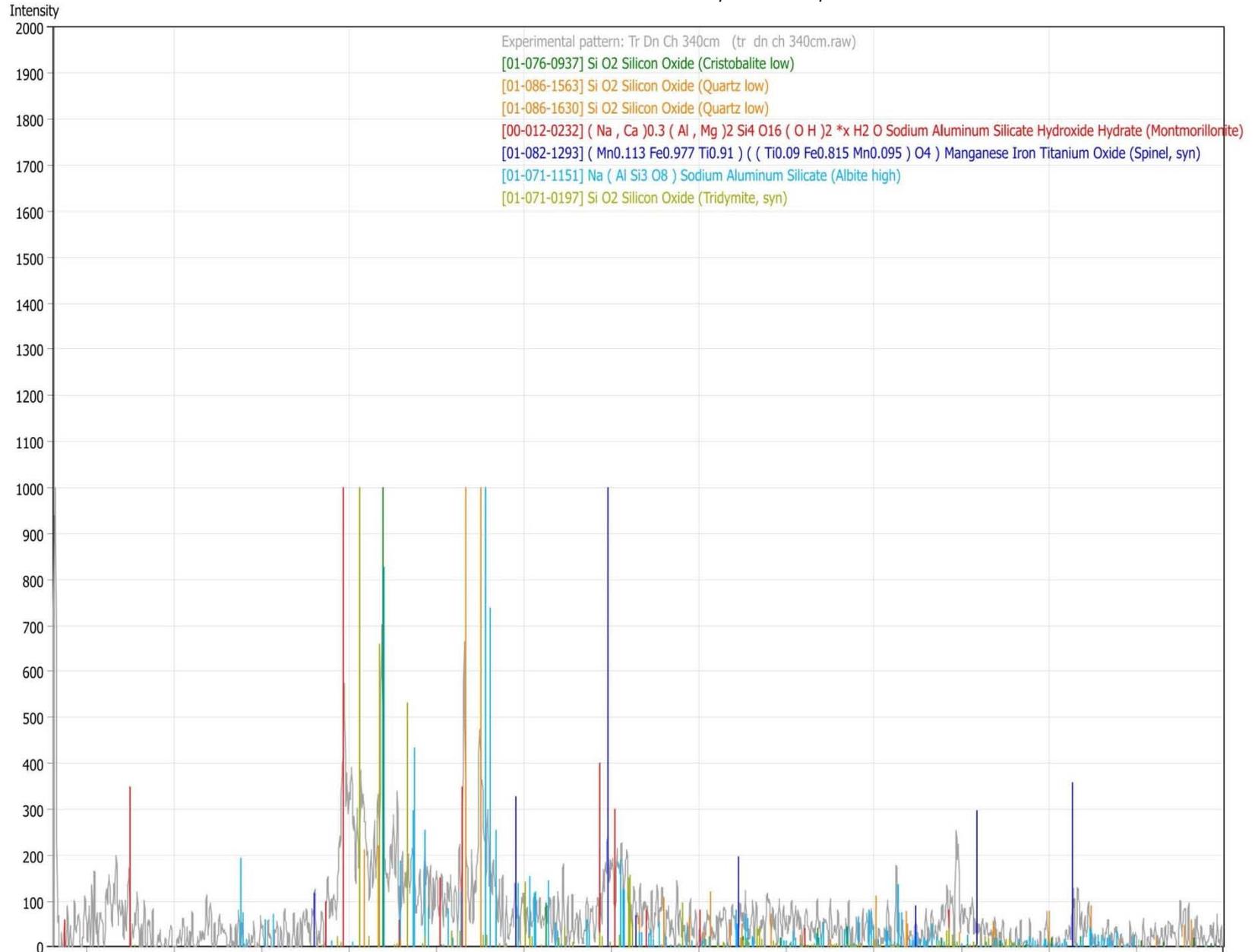


Fig 55-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 10cm de la Trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán.

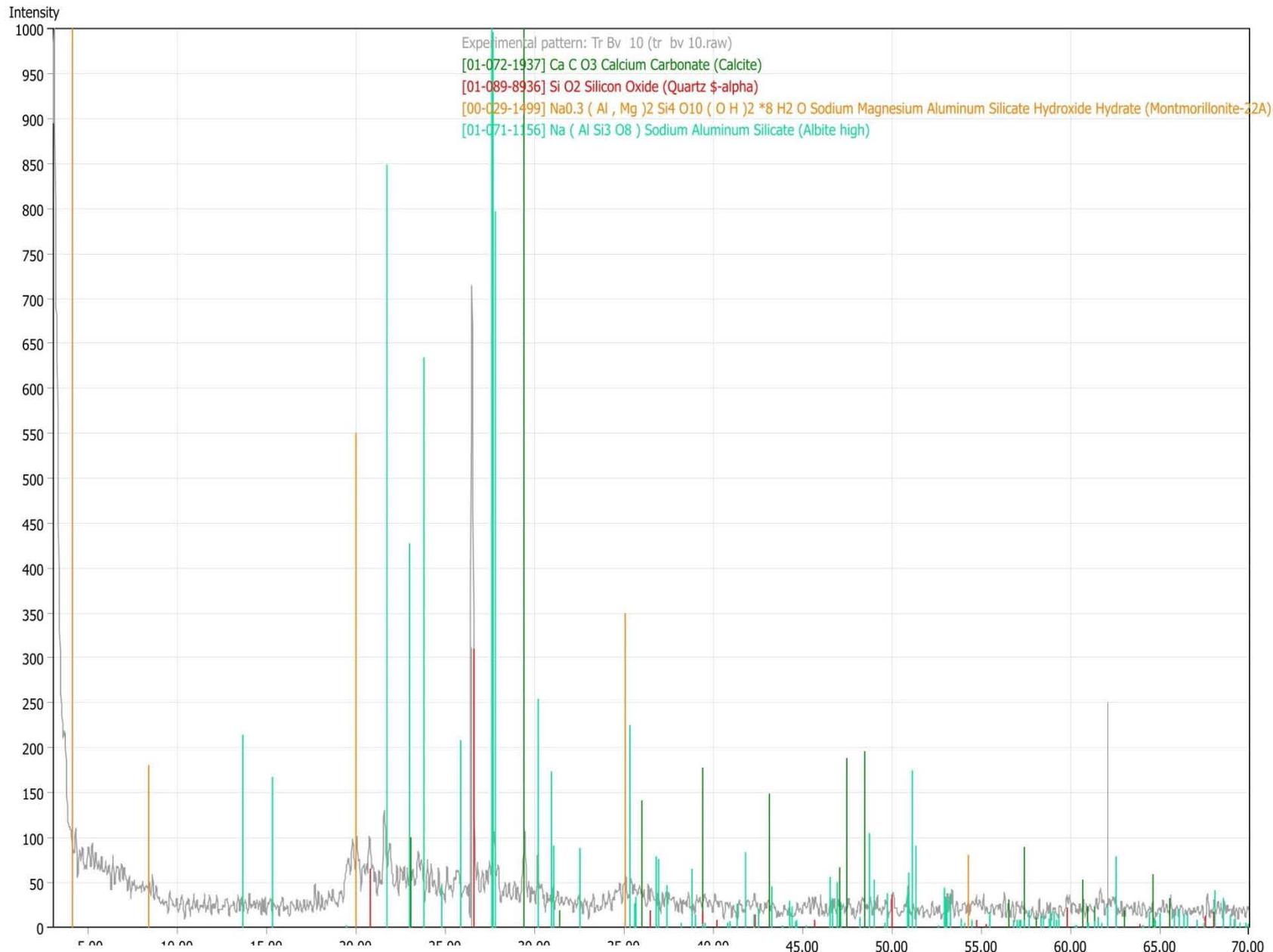


Fig 56-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 60cm de la Trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán.

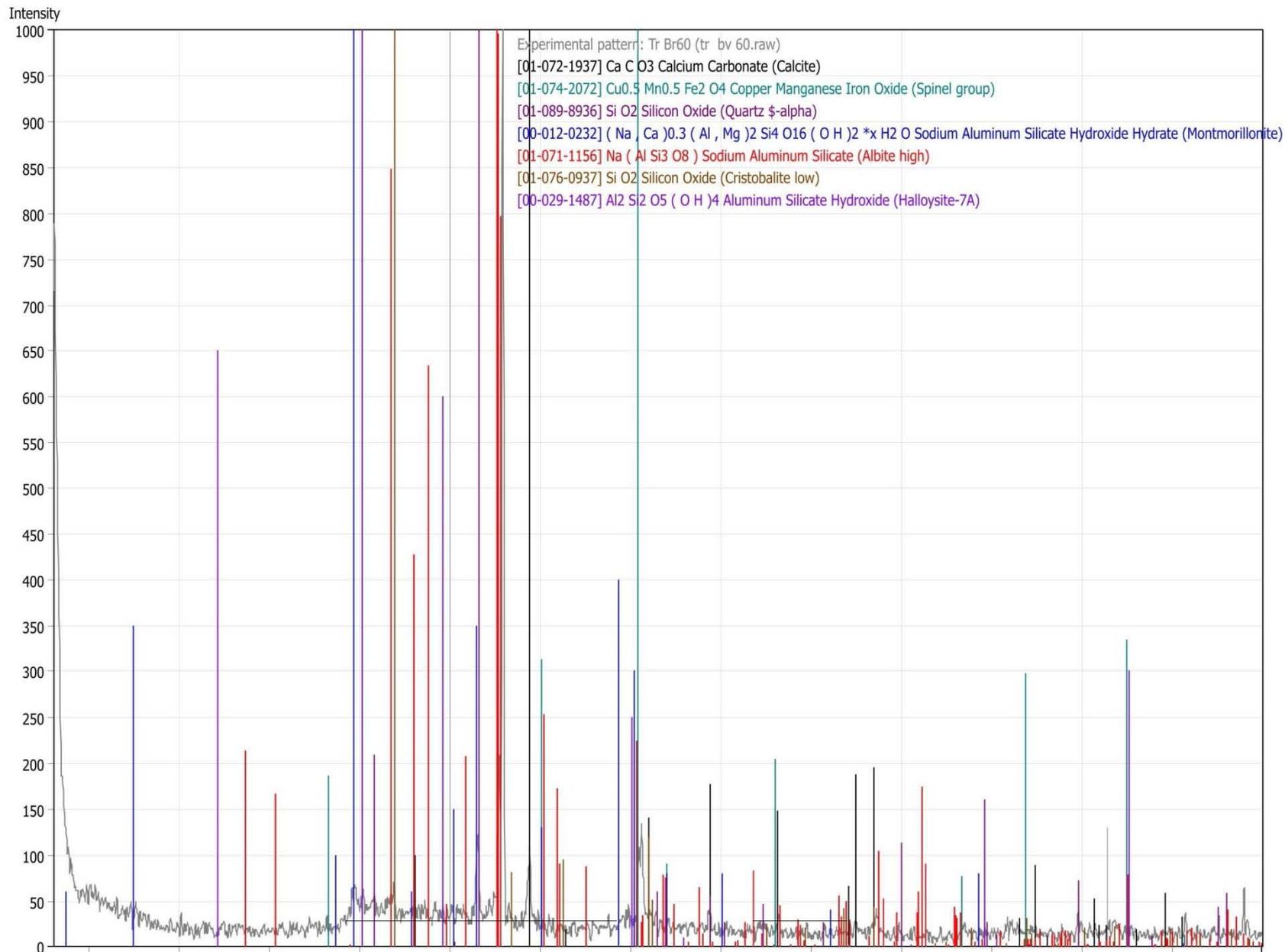


Fig 57-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 90cm de la Trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán.

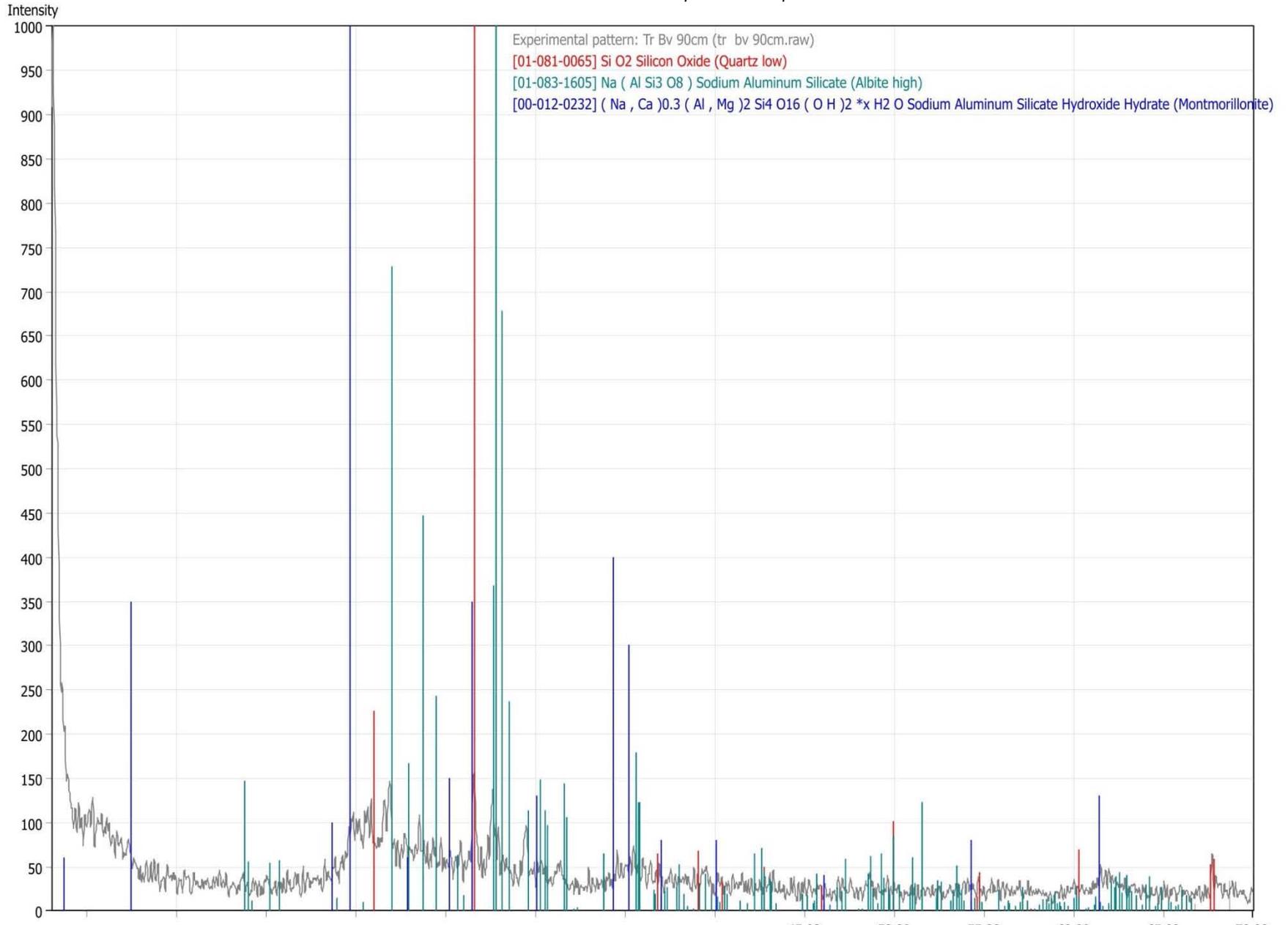


Fig 58-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 180cm de la Trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán.

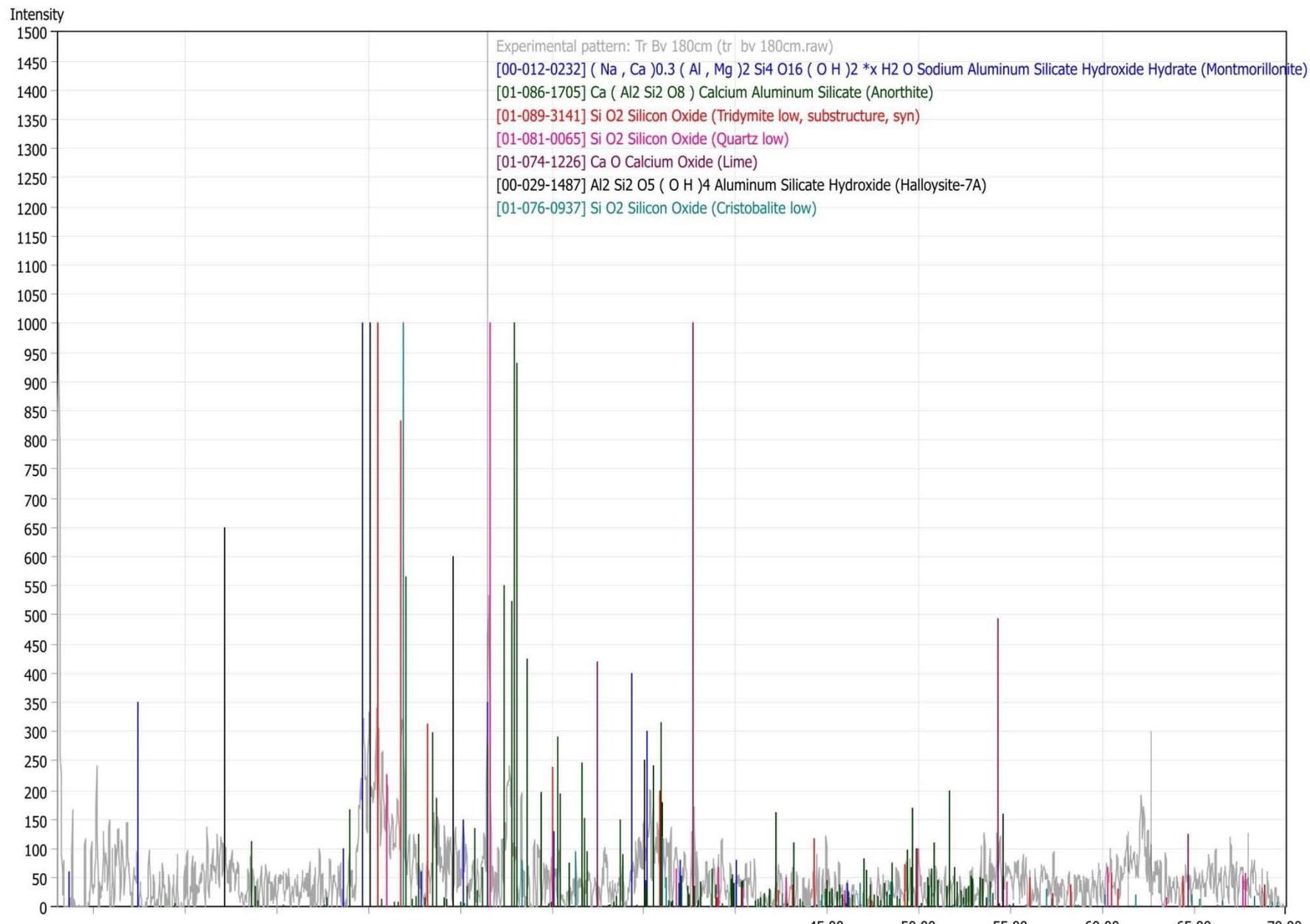


Fig 59-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 270cm de la Trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán.

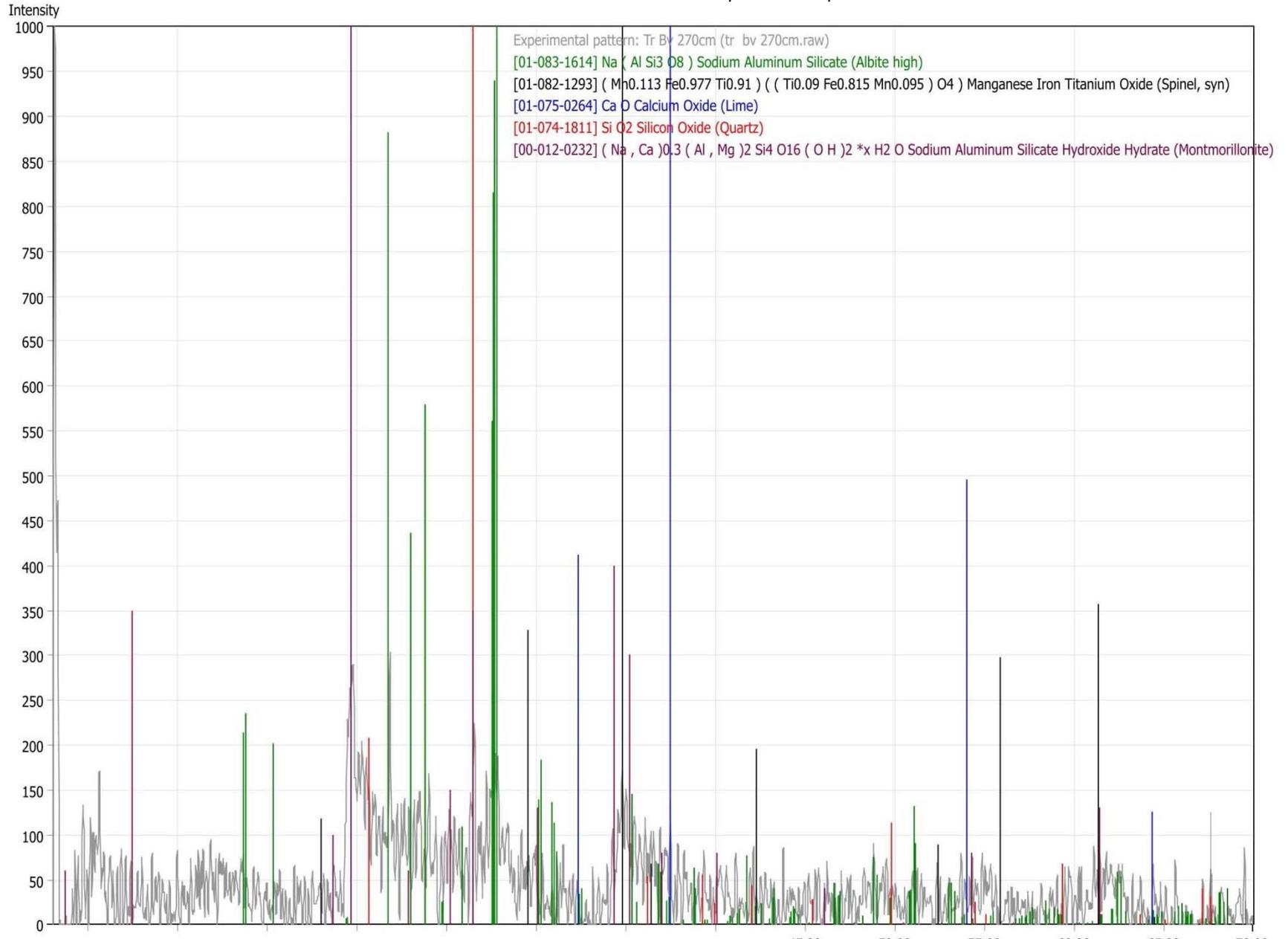


Fig 60-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 330cm de la Trinchera Buenavista, Cuitzeo, Michoacán.

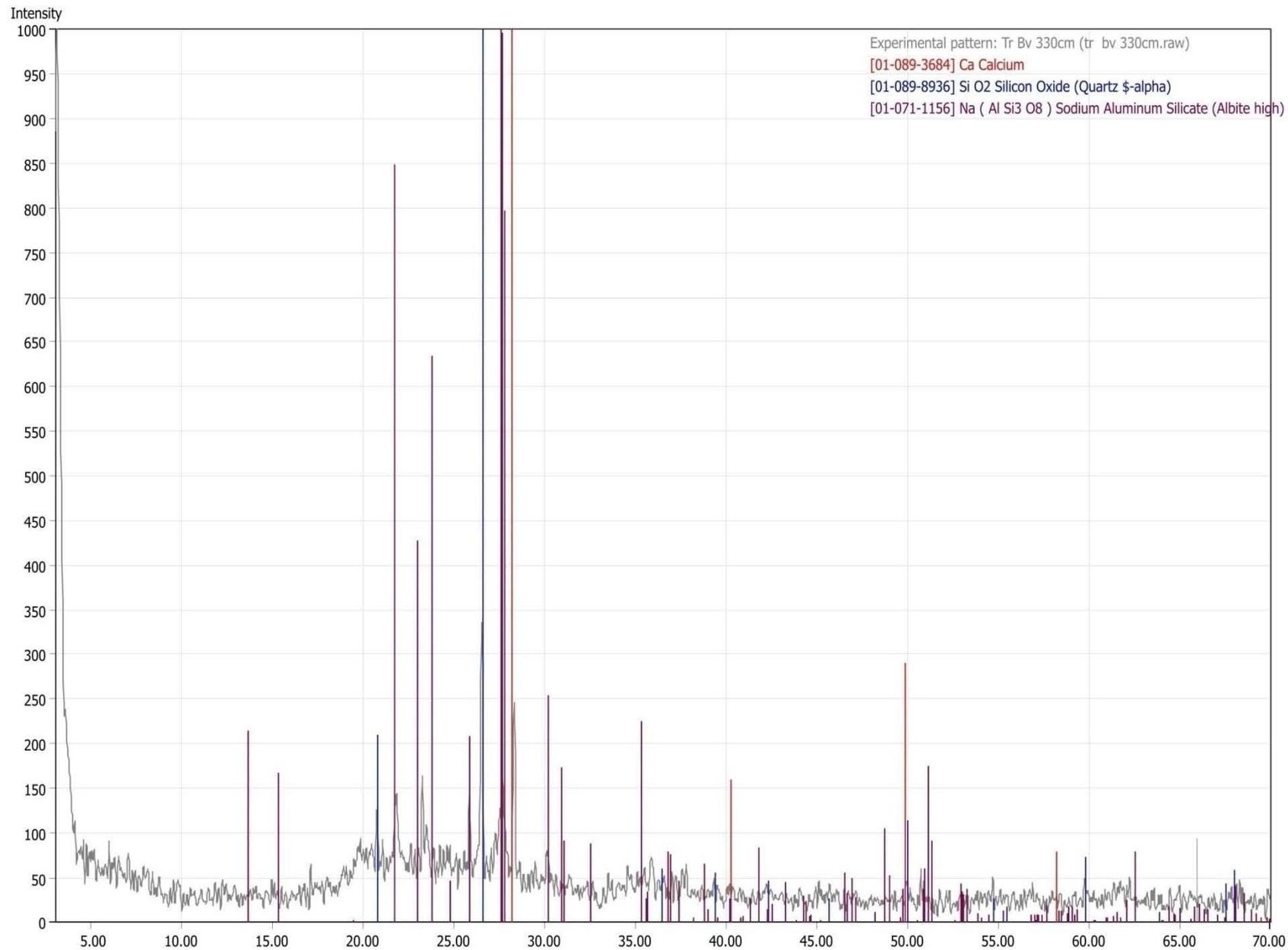
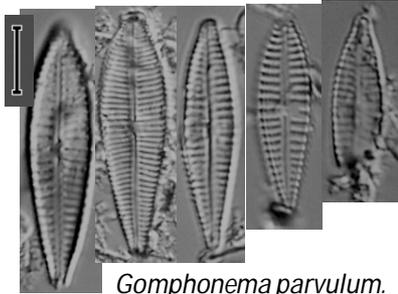


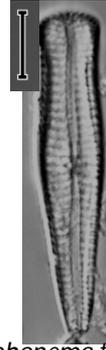
Fig 61-Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trinchera 1CAN1108. Zacapu.



Gomphonema parvulum.
L=10-36µm
A=4-8µm
7-20str/10µm



Gomphonema acuminatum
L=20-120µm
A=5-17µm
8-13str/10µm



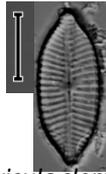
Gomphonema truncatum
L=13-75µm
A=7-17µm
9-12str/10µm



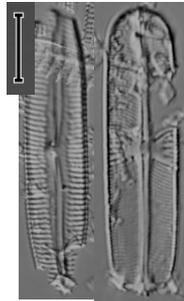
Cocconeis placentula var.
placentula
L=7.5-98µm
A=8-40µm
14-23str/10µm



Navicula arvensis
L=5-17µm
A=2.5-4µm
34-40/10µm



Navicula clementis
L=15-50µm
A=7-15µm
8-15str/10µm



Navicula laevissima
L=10-70µm
A=6-11µm
15-22str/10µm



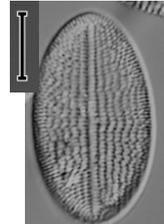
Navicula aff. Veneta
L=25-65µm
A=11-13µm
11-13str/10µm



Achnantes delicatula spp.
delicatula
L=7-20µm
A=4-8µm
15str/10µm



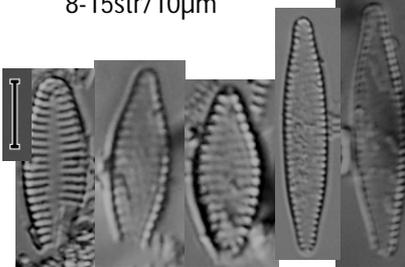
Achnantes hungarica
L=6-45µm
A=4-8µm
16-28str/10µm



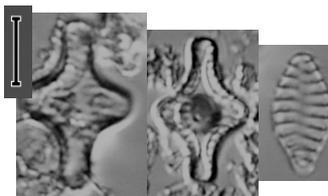
Cocconeis placentula var.
lineata
L=7.5-98µm
A=8-40µm
14-23str/10µm



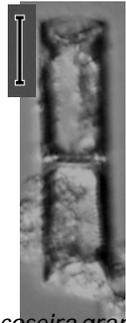
Amphora ovalis
L=5-60µm
A=7-18µm
10-12str/10µm



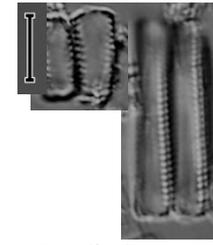
Fragilaria brevistriata
L=11-30µm
A=3-7µm
10-17str/10µm



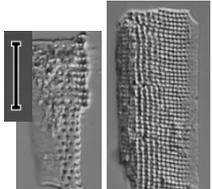
Fragilaria construens
L=4-35µm
A=2-12µm



Aulacoseira granulata var.
angustissima
L=4-30µm
A=5-24µm



Fragilaria sp.
L=36µm



Restos de *Anomoneis*
sphaerophora

Fig 62- Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trinchera 1CAN1108. Zacapu.



Pinnularia gibba
L=50-140µm
A=7-13µm
9-12str/10µm



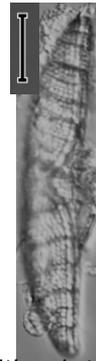
Hantzchia amphioxys
L=20-210(300)µm
A=5-15(25)µm
4-11fb/10µm
11-28str/10µm



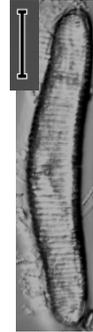
Eunotia circumborealis
L=13-45µm
A=6-8µm
13-17str/10µm



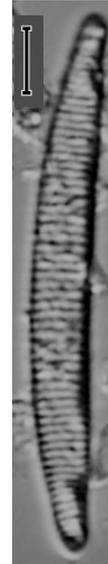
Rhopalodia gibba
L=22-300µm
A=18-30µm
30str/10µm



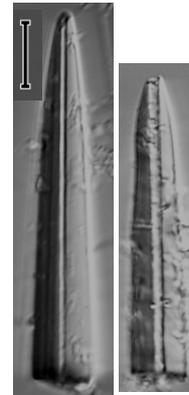
Epithemia turgida
L=45-200µm
A=13-35µm
7-9str/10µm
5-10areol/10µm



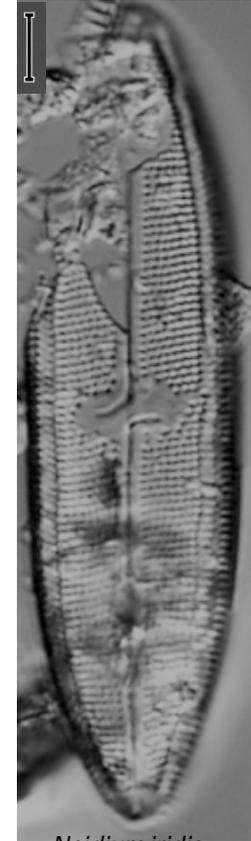
Eunotia implicata
L=20-40µm
A=3-6µm
14-22str/10µm



Eunotia bilunaris
L=10-150(205)µm
A=1.4-6µm
11-28str/10µm



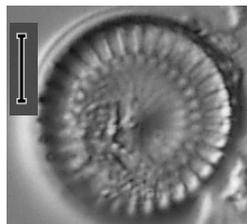
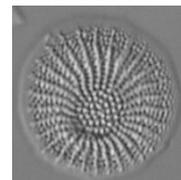
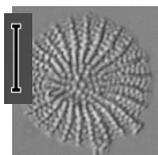
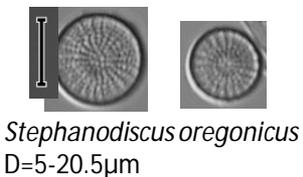
Neidium iridis
L=37-300µm
A=15-40µm
12-18str/10µm



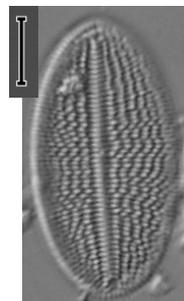
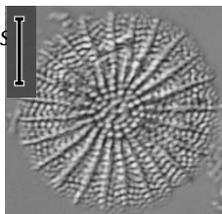
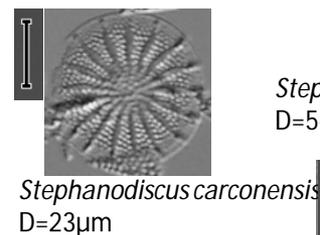
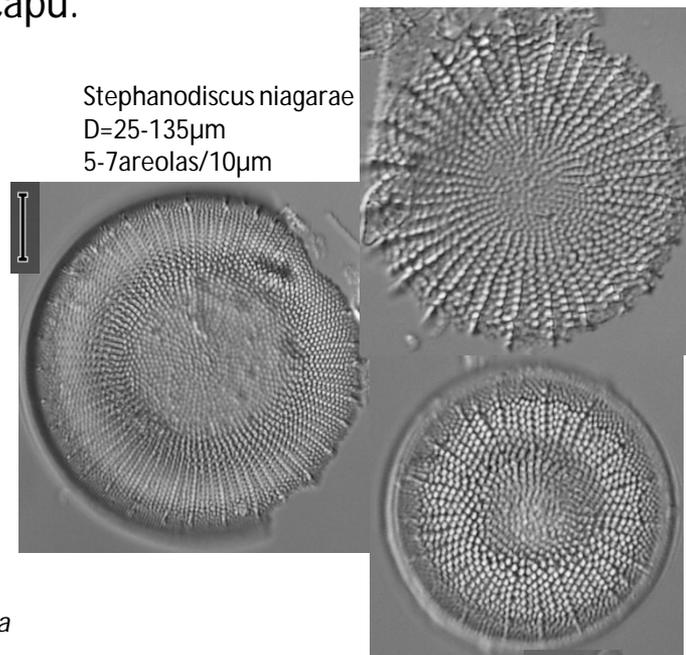
Cymbella aspera
L=70-265µm
A=20-48µm
11-12str ven/10µm
7-10str dor/10µm
11-15punkte/10µm



Fig 63-Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trincherá Noria Cantabria. Zacapu.

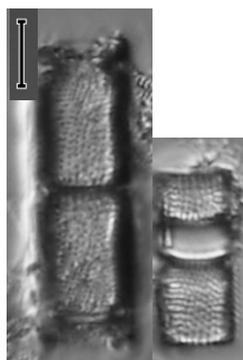
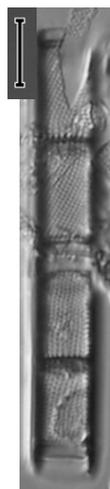
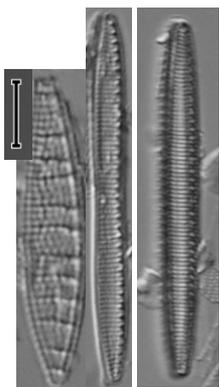
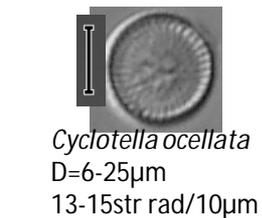


6-10str rad /10µm

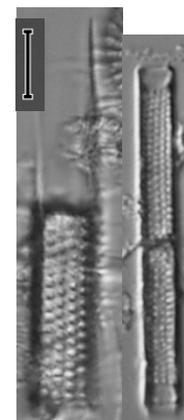


Cocconeis placentula
var. *lineata*
L=7.5-98µm
A=8-40µm
14-23 str/10µm

Cocconeis placentula var. *placentula*
L=7.5-98µm
A=8-40µm
14-23str/10µm



Aulacoseira granulata var. *monoespina*
L=4-30µm
A=5-24µm



Aulacoseira granulata var. *angustissima*
L=4-30µm
A=5-24µm
13-15 str/10µm

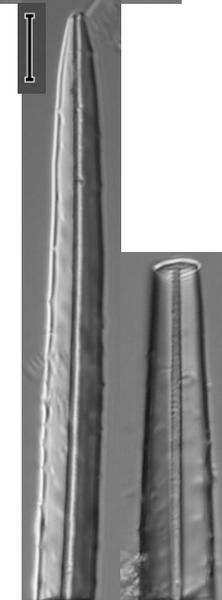
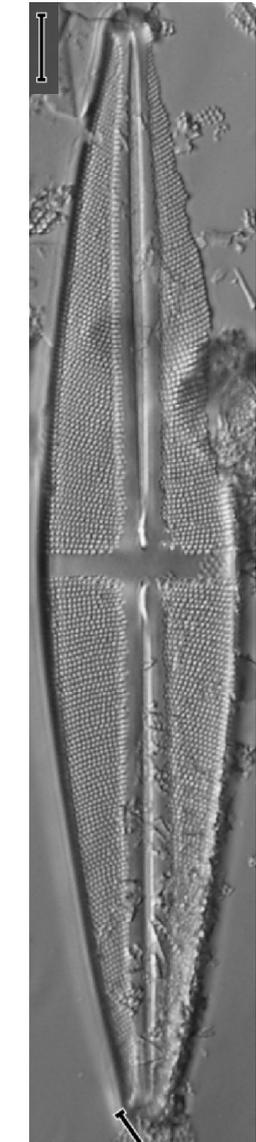
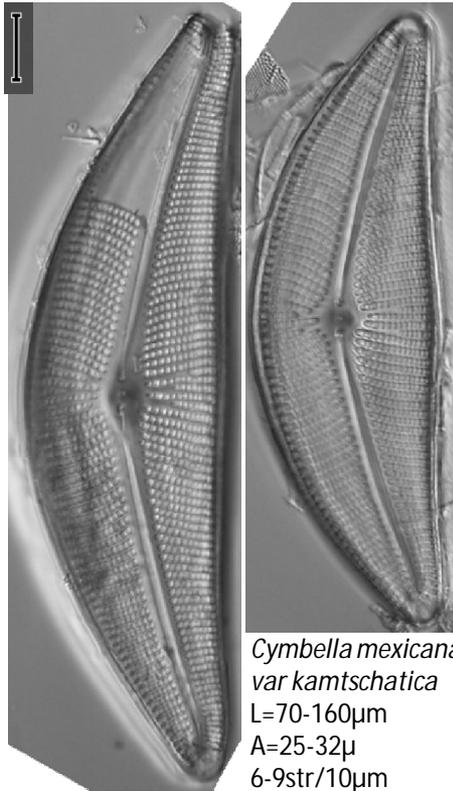


Fig 64-Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trinchera Noria Cantabria. Zacapu.



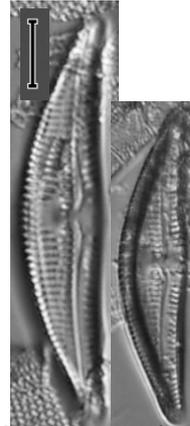
Stauroneis phoenicenteron
L=70-360µm
A=16-53µm
12-20str/10µm



Cymbella mexicana
var kamtschatica
L=70-160µm
A=25-32µ
6-9str/10µm
10-12puncte/10µm



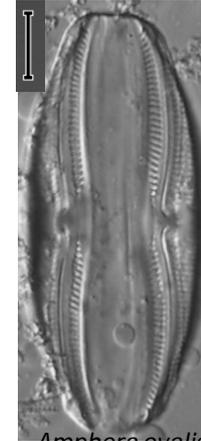
Gomphonema parvulum
L=10-36µm
A=4-8µm



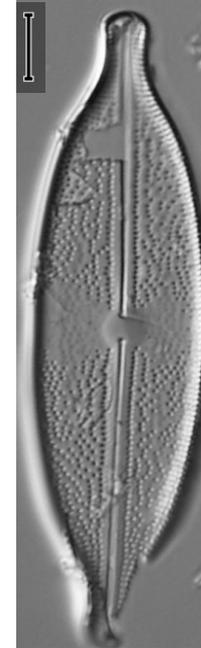
Amphora copulata
L=20-80µm
A=16-36µm



Gomphonema mexicanum
L=20-95µ
A=6-14µm
9-15str/10µm



Amphora ovalis
L=5-60µm
A=7-18µm
10-13str/10µm



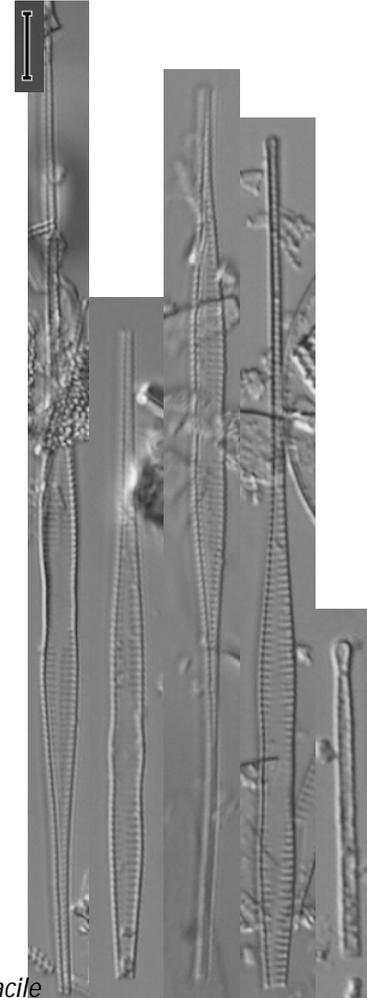
Anomoneis sphaerophora
L=25-200µm
A=12-60µm
13-20str/10µm



Gomphonema bavaricum
L=33µ
A=6µ



Gomphonema gracile
L=20-100µm
A=4-11µm
9-17str/10µm



Fragilaria tenera
L=27-600µm
A=1.5-9µm
17-20str/10µm

Fig 65-Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trinchera Noria Cantabria. Zacapu.

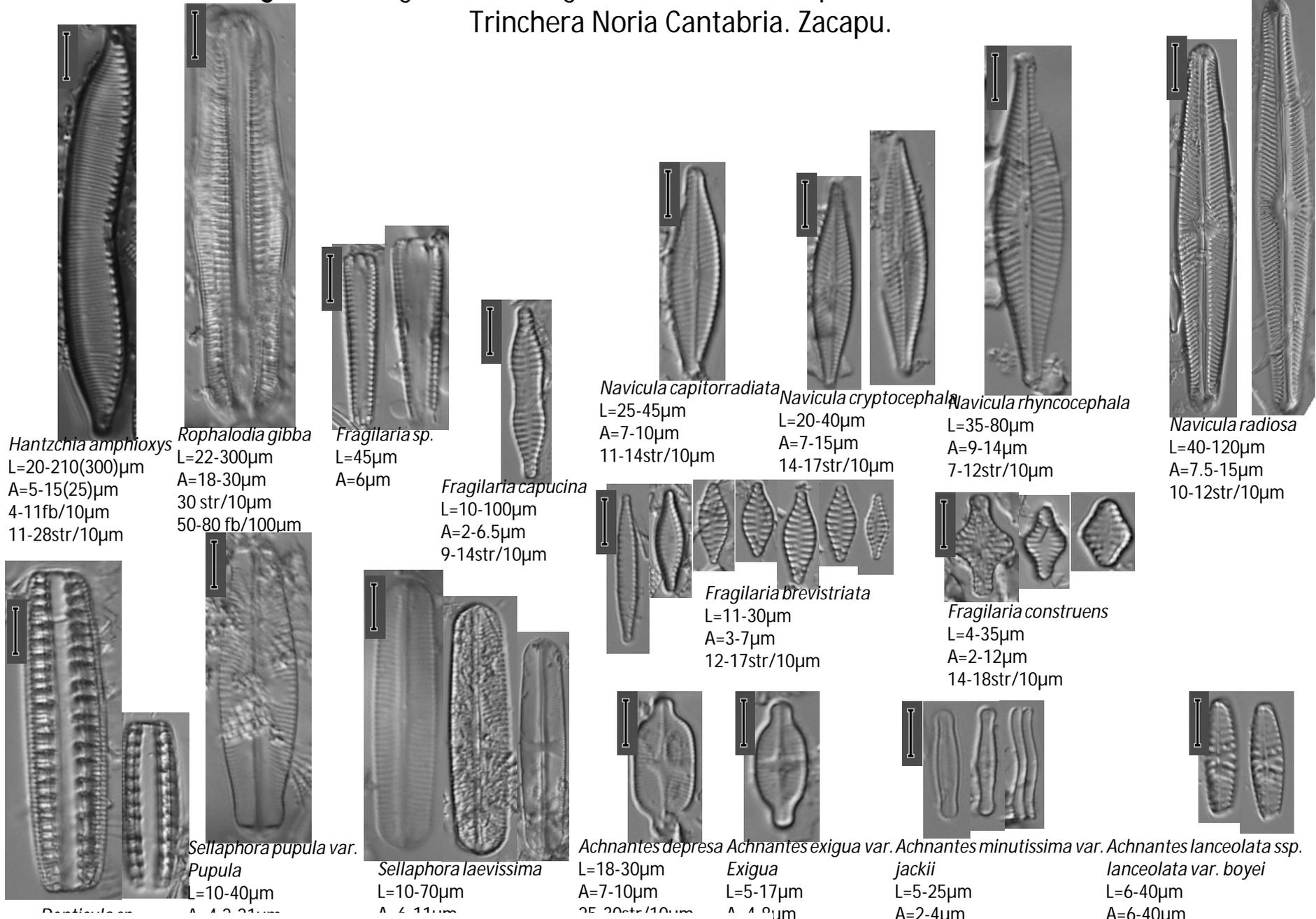


Fig 66-Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trinchera 3. Zacapu.

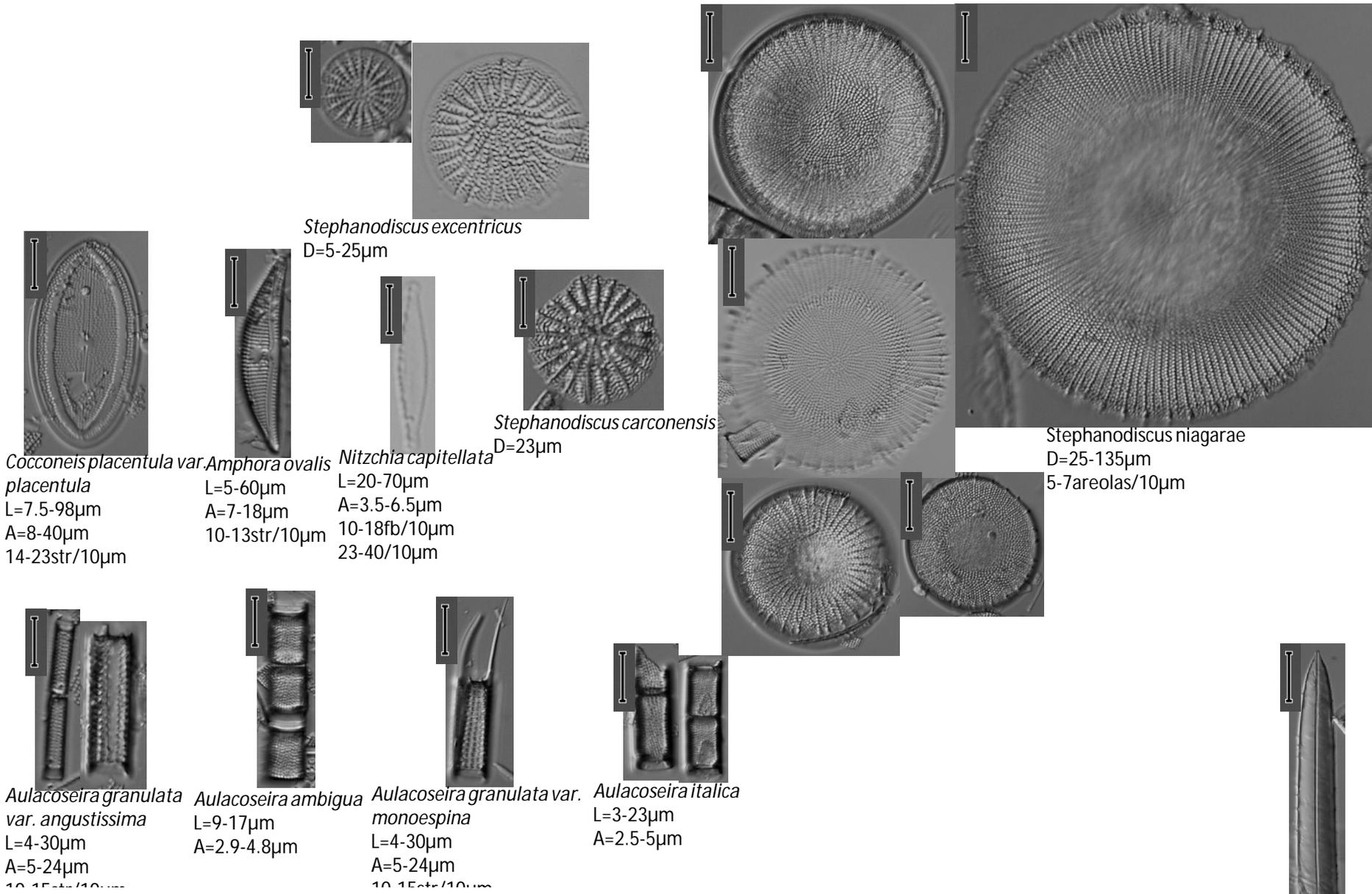


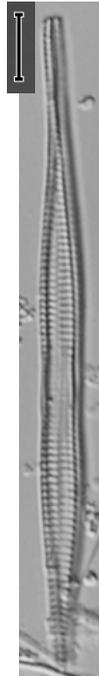
Fig 67-Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trinchera 3. Zacapu.



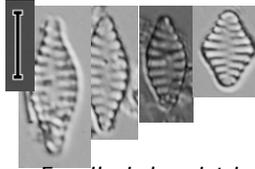
Fragilaria tenera
L=27-600µm
A=1.5-9µm
17-20str/10µm



Fragilaria capucina
L=10-100µm
A=2-65µm
9-22str/10µm



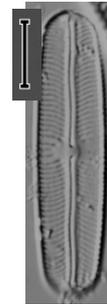
Ulnaria ulna
L=27-600µm
A=1.5-9µm
7-15str/10µm



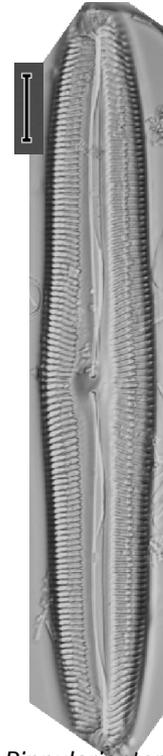
Fragilaria brevistriata
L=11-30µm
A=3-7µm
12-17str/10µm



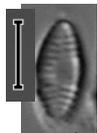
Navicula capitorradiata
L=25-45µm
A=7-10µm
11-14str/10µm



Navicula laevisissima
L=10-70µm
A=6-11µm
15-22str/10µm



Pinnularia stomatophora
L=55-115µm
A=8-16µm

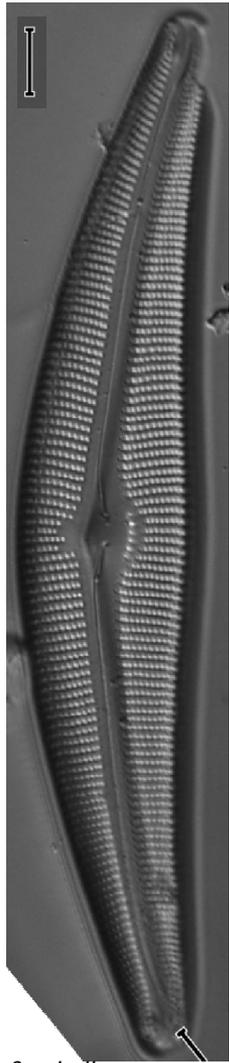


Achnantes lanceolata
L=6-40µm
A=4.5-10µm
10-15str/10µm



Achnantes lanceolata
var. *minutissima*
L=8-40µm
A=4.5-10µm

Fig 68-Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trinchera Pozo Cantabria. Zacapu.



Cymbella aspera
L=70-265µm
A=20-48µm
11-12str ventr/10µm
7-10str dorsales/10µm
11-15str/10µm



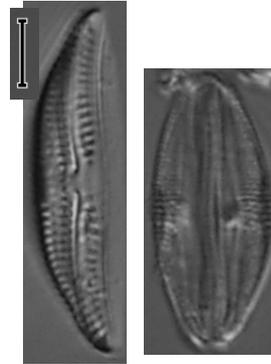
Encyonema silesiaca
L=15-45µm
A=6.5-14.2µm
10.5-15/10µm str dorsal
14-20/10µm str ventral



Amphora copulata
L=20-80µm
A=16-36µm



Amphora veneta
L=5-60µm
A=7-18µm
25-32str/10µm



Amphora ovalis
L=5-60µm
A=7-18µm
10-13str/10µm



Luticola goeppertiana
L=10-65(144) µm
A=6-15(36)µm
18-24str/10µm



Luticola mutica
L=19µm
A=10µm



Cocconeis placentula var.
placentula
L=7.5-98µm
A=8-40µm
14-22str/10µm



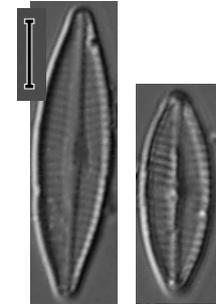
Cocconeis placentula var.
lineata
L=7.5-98µm
A=8-40µm
14-22str/10µm



Gomphonema acuminatum
L=20-120µm
A=5-17µm



Navicula criptotenella
L=14-40µm
A=5-7µm
14-16str/10µm



Navicula aff veneta
L=25-65µm
A=11-13µm
11-13str/10µm

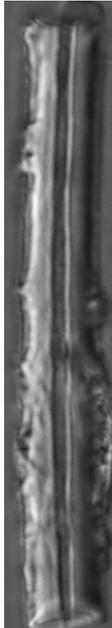
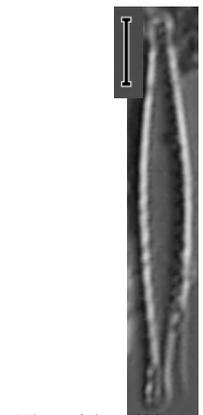


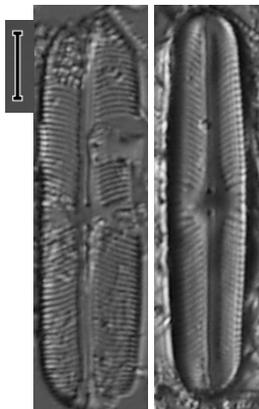
Fig 69-Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trinchera Pozo Cantabria. Zacapu.



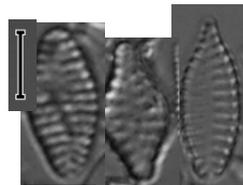
Nitzschia aff lanceolata
L=44µm
A=9µm



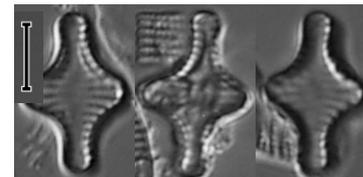
Denticula aff. Valida
L=28-65µm
A= 7-11µm
16-20str/10µm



Sellaphora pupula var. Pupula
L=10-40µm
A=4.2-21µm
16-25str/10µm



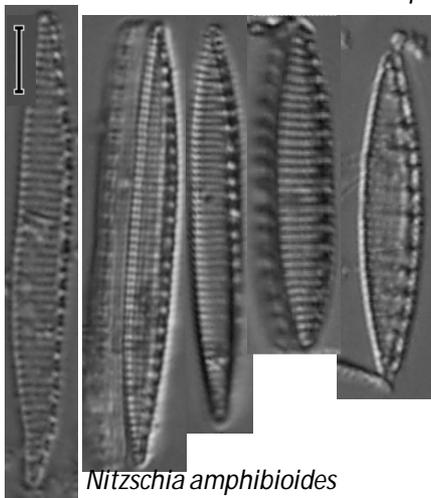
Fragilaria brevistriata
L=11-30µm
A=3-7µm
12-17str/10µm



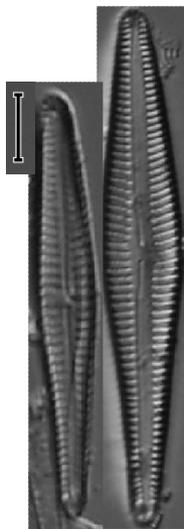
Fragilaria construens
L=4-35µm
A=2-12µm
14-18str/10µm



Planothidium lanceolatum
L=6-40µm
A=4.5-10µ
10-15str/10µm



Nitzschia amphibioides
L=6-50µm
A=4-6µm
11-14str/10µm



Gomphonema gracile
L=20-100µm
A=4-11µm
9-17str/10µm



Gomphonema subclavatum
L=20-95µm
A=6-14µm
9-15str/10µm



Gomphonema parvulum
L=10-36µm
A=4-8µm
7-20str/10µm

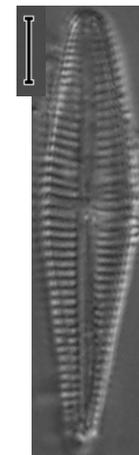


Achnanthes jackii
L=5-25µm
A=2-4µm
26str/10µm



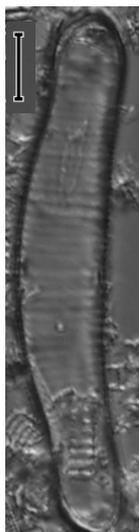
Gomphonema aff gracile
L=20-100µm
A=4-11µm

tissima var.

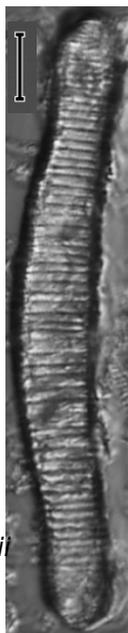


Gomphonema mexicanum
L=68µm

Fig 70-Catálogo Diatomológico Gráfico de las especies identificadas en la Trinchera Pozo Cantabria. Zacapu.



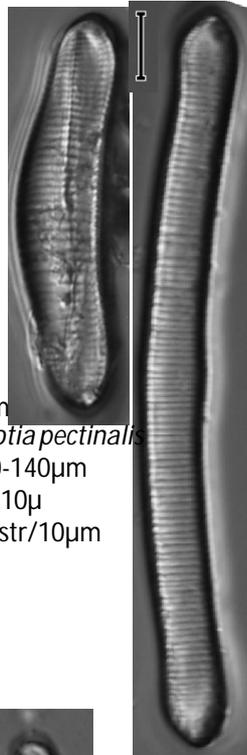
Eunotia aff. solerolii
L=10-100µm
A=5-8µm
7-14str/10µm



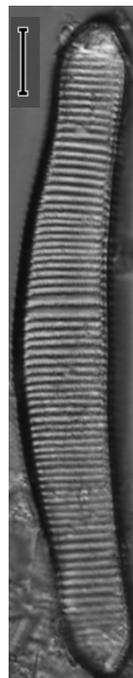
Eunotia arcus
L=17-90µm
A=3-9µm
8-14str/10µm



Eunotia aff. formica
L=12(35)-200(230)µm
A= 7-14µm
6-12str/10µm



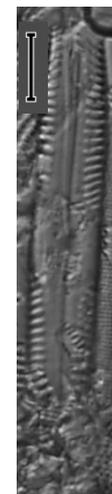
Eunotia pectinalis
L=10-140µm
A=5-10µ
7-15str/10µm



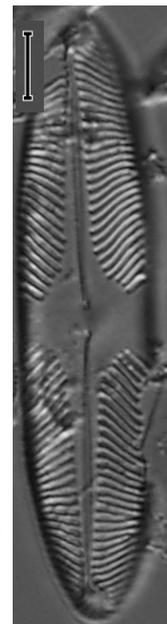
Eunotia monodor
L=35-220µm
A=6-15µm
8-12str/10µm



Epithemia turgida
var. *westermanni*
L=40-110µm
A=15-35µm



Pinnularia gibba
L=50-140µm
A=7-13µm
9-12µm



Pinnularia aff. braunii
L=55-115µm
A=8-16µm
10-14str/10µm



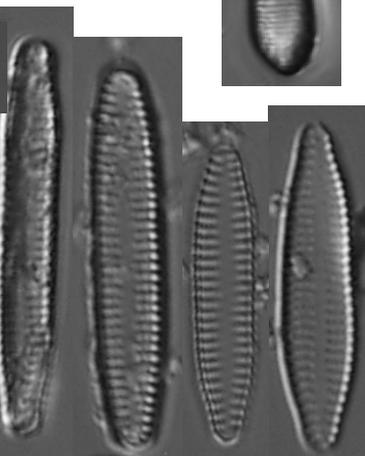
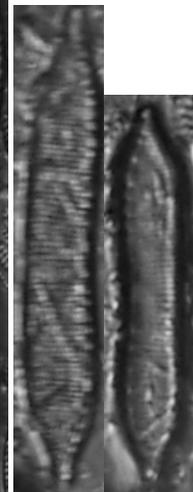
Ulnaria ulna
L=27-600µm
A=15-9µm



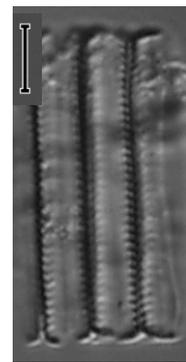
Pinnularia spp.



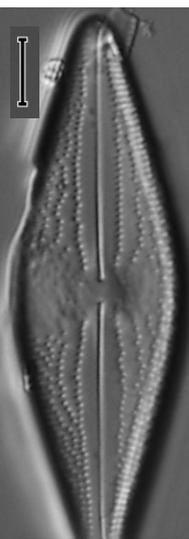
Hantzschia amphioxys
L=20-210(300)µm
A=5-15(25)µm



Fragilaria subsalina
L=7-20µm



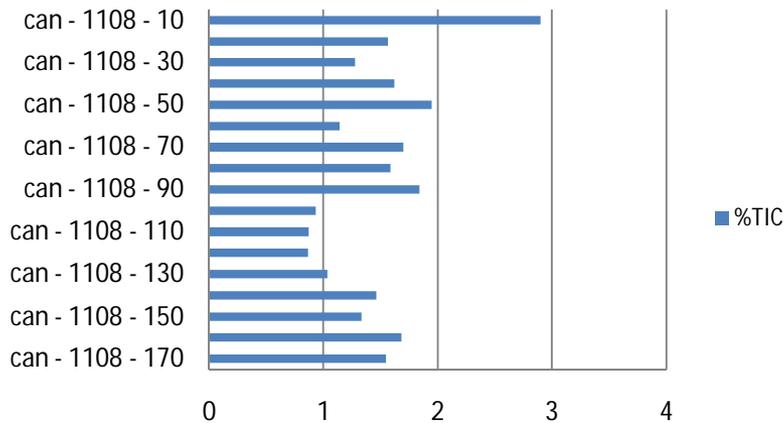
Fragilaria spp.
L=38µm
A=6µm



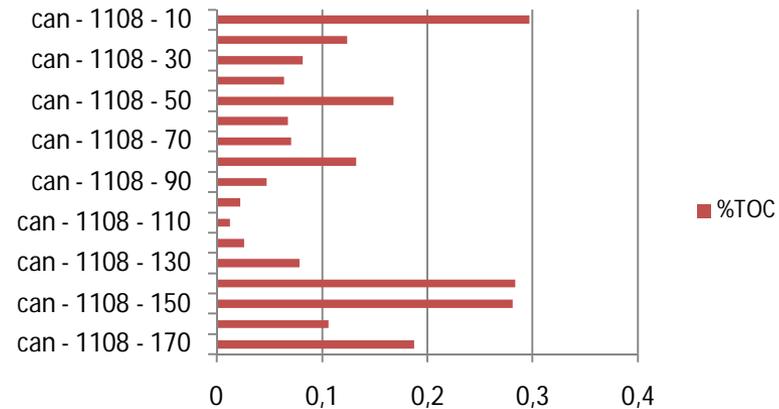
Anomoneis sphaerophora
L=25-200µm
A=12-60µm

Fig 71-Resultado de análisis de Carbono Inorgánico Total y Carbono Orgánico Total (CIT-COT) de la Trinchera 1can1108, Zacapu, Michoacán

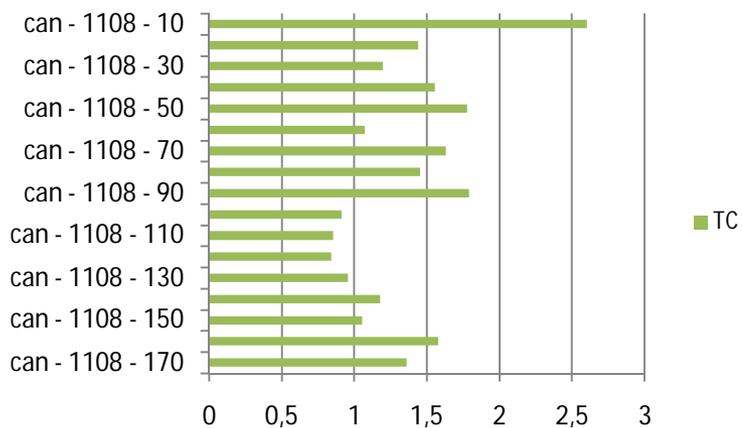
% CIT 1can1108



%COT 1can1108



CT 1can1108



1can1108

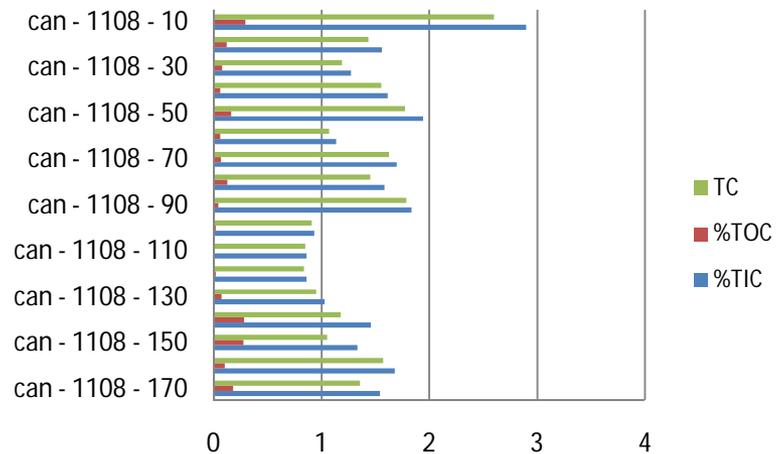
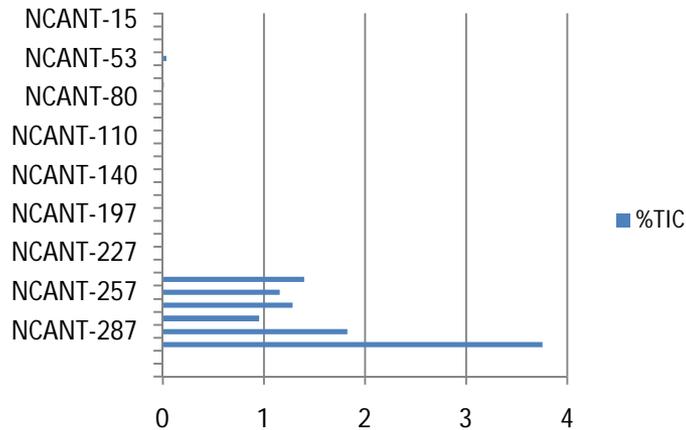
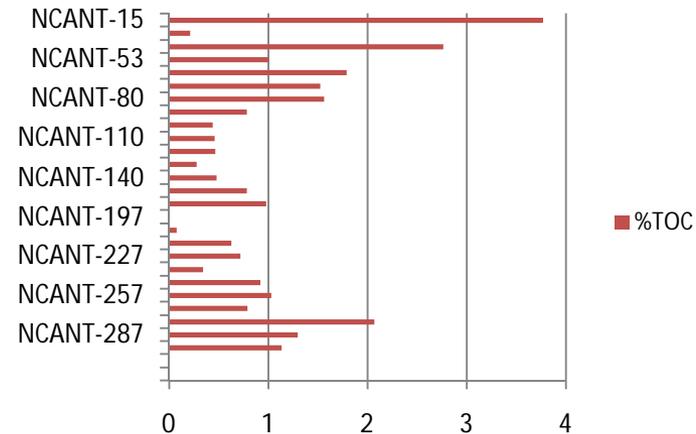


Fig 72-Resultado de análisis de Carbono Inorgánico Total y Carbono Orgánico Total (CIT-COT) de la Trincheras nCan, Zacapu, Michoacán

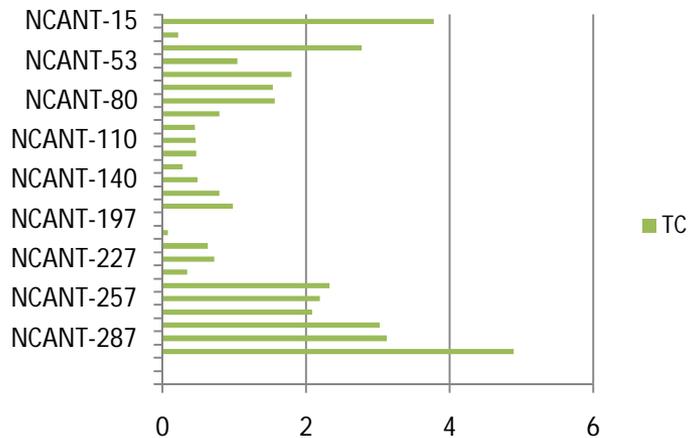
%CIT NCANT



%COT NCANT



CT NCANT



NCANT

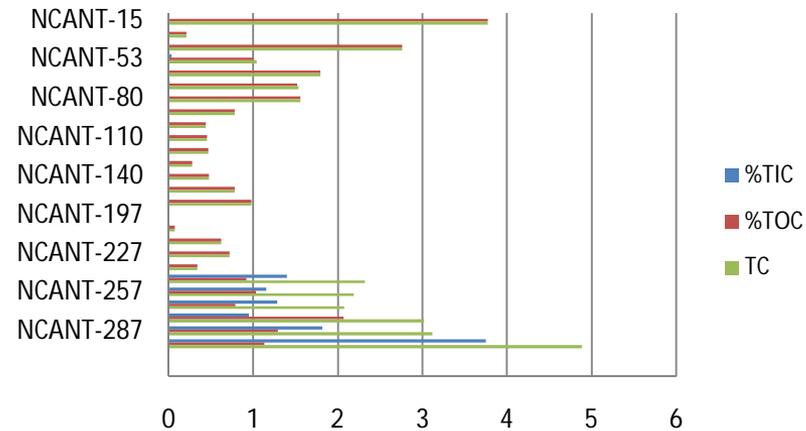
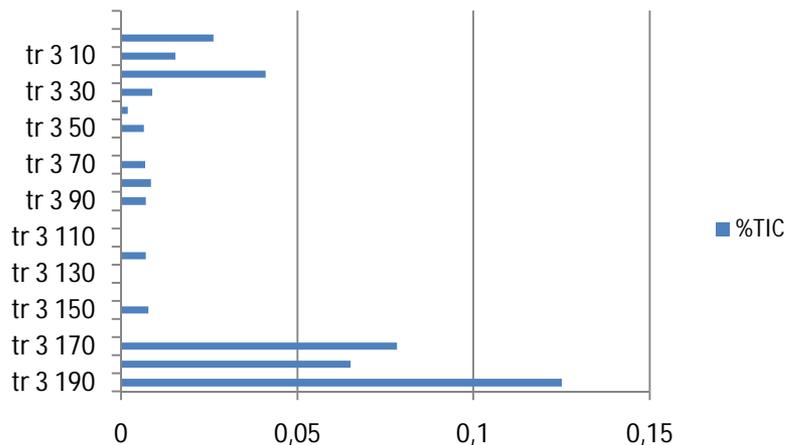
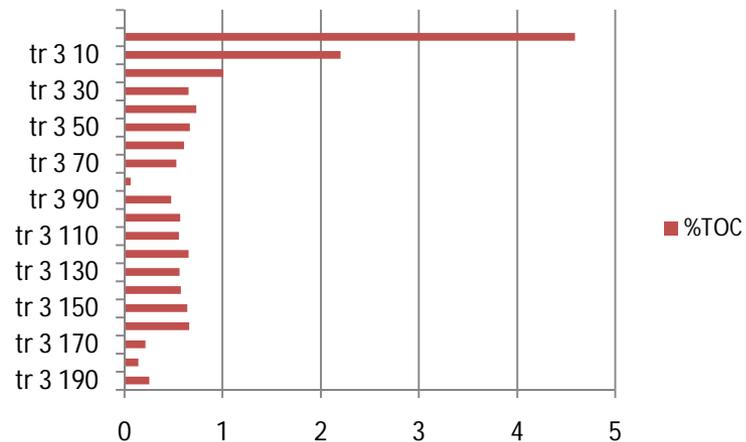


Fig 73-Resultado de análisis de Carbono Inorgánico Total y Carbono Orgánico Total (CIT-COT) de la Trinchera 3, Zacapu, Michoacán

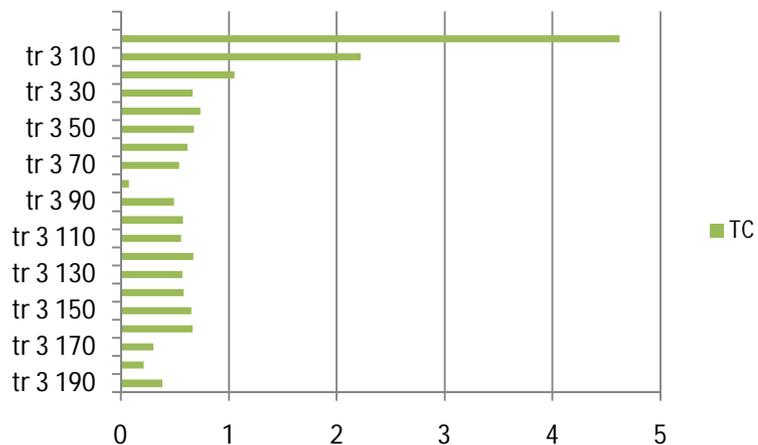
%CIT Tr 3



%COT Tr 3



CT Tr 3



Tr 3

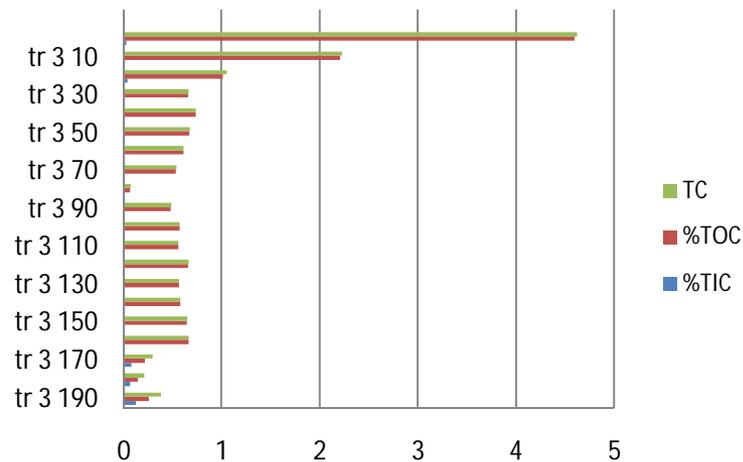


Fig 74-Resultado de análisis de Carbono Inorgánico Total y Carbono Orgánico Total (CIT-COT) de la Trinchera PCan, Zacapu, Michoacán

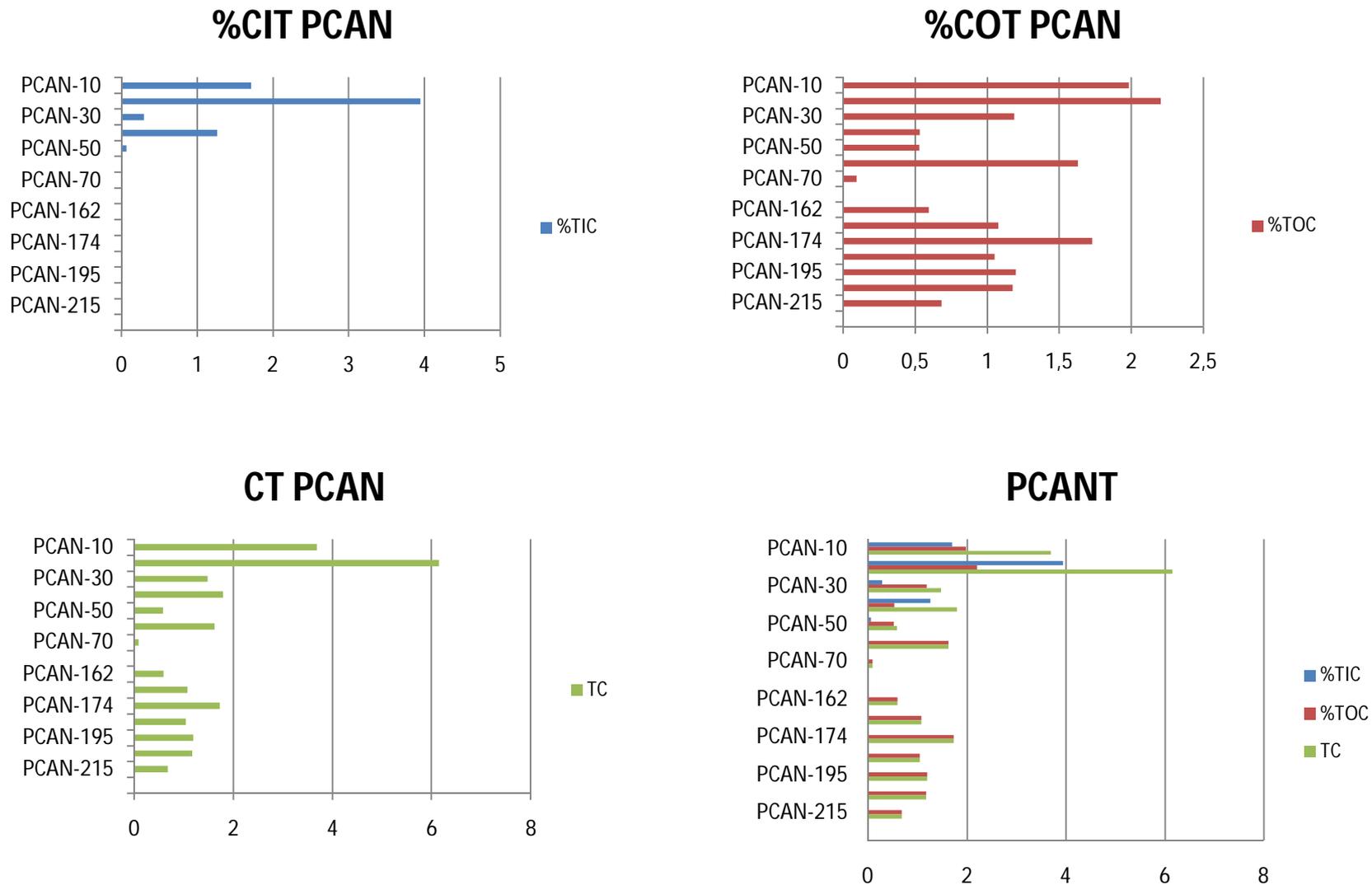
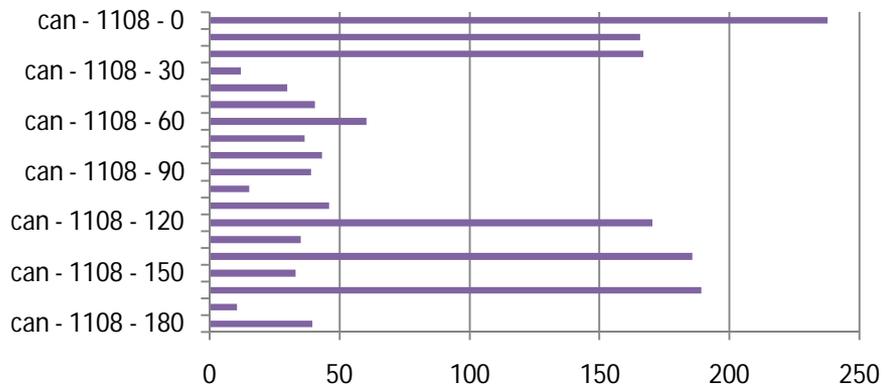
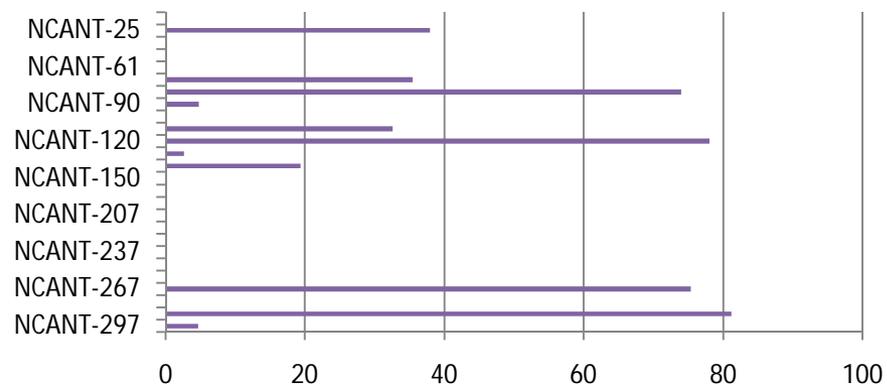


Fig 75-Resultado de análisis de Susceptibilidad magnética de las Trincheras 1can1108, nCan, Tr 3 y pCan, correspondientes a la Localidad de Zacapu, Michoacán

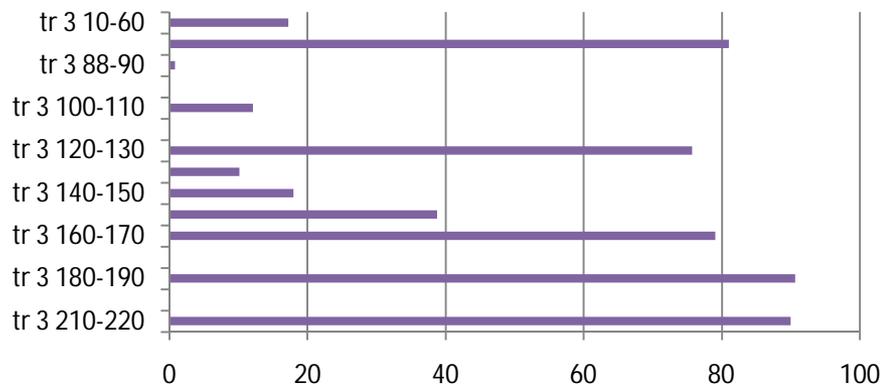
Susceptibilidad magnética can1108



Susceptibilidad magnética nCan



Susceptibilidad magnética Tr 3



Susceptibilidad magnética pCan

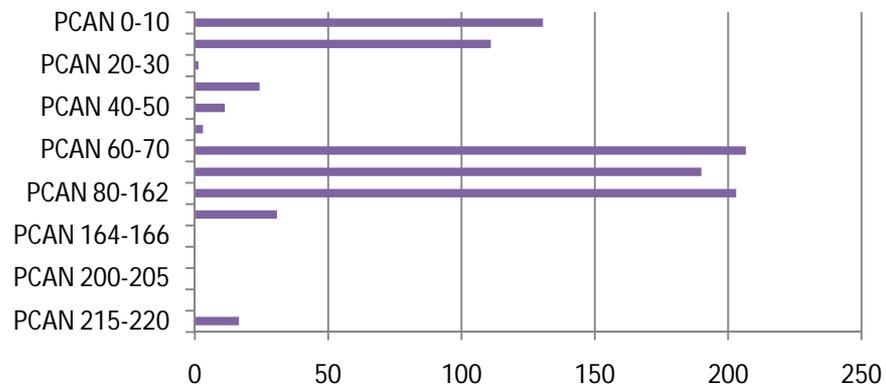


Fig 76-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 10cm de la Trinchera 1can1108, Zacapu, Michoacán.

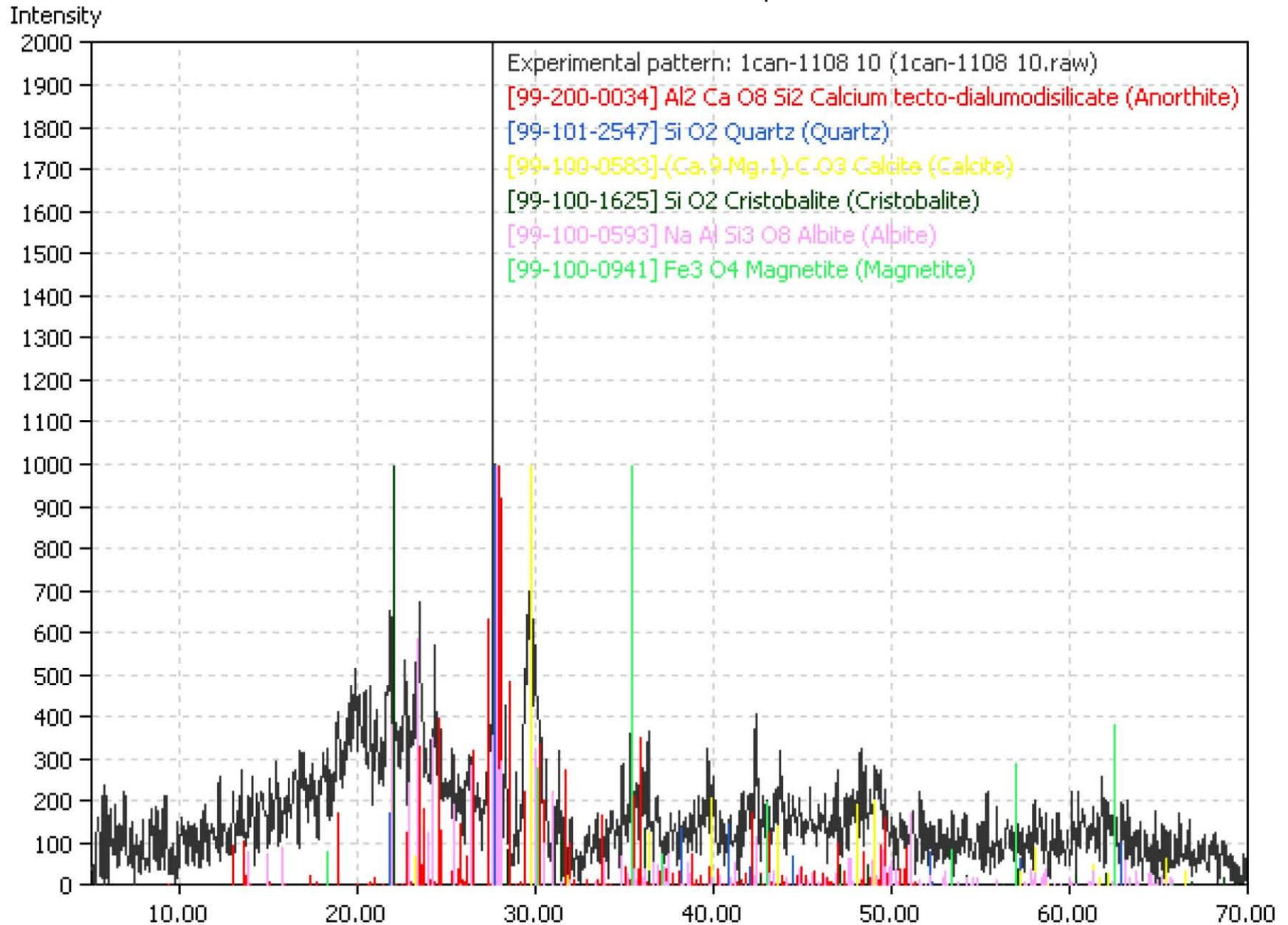


Fig 77-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 170cm de la Trinchera 1can1108, Zacapu, Michoacán.

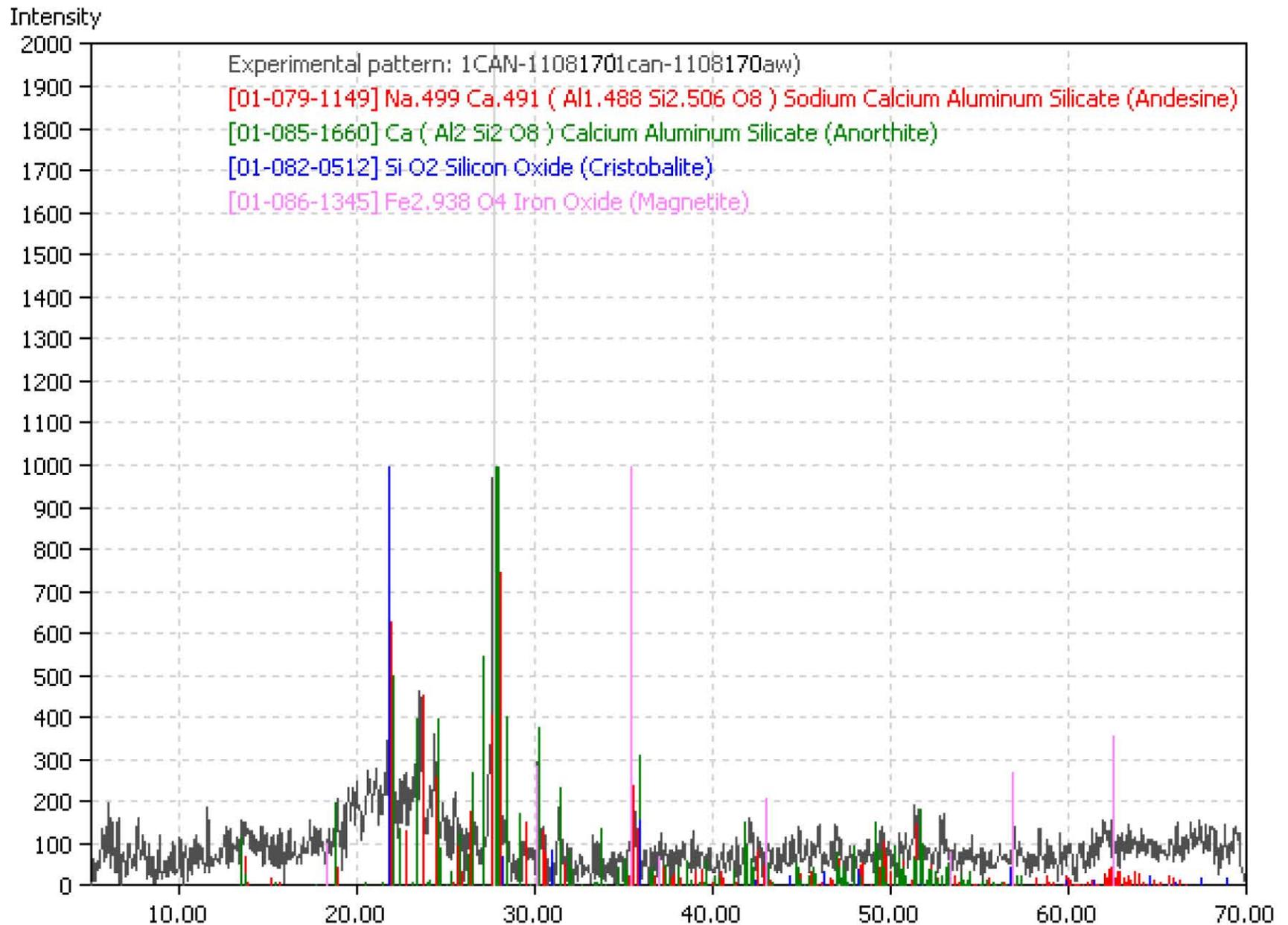


Fig 78-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 100cm de la Trinchera ncan, Zacapu, Michoacán.

Intensity

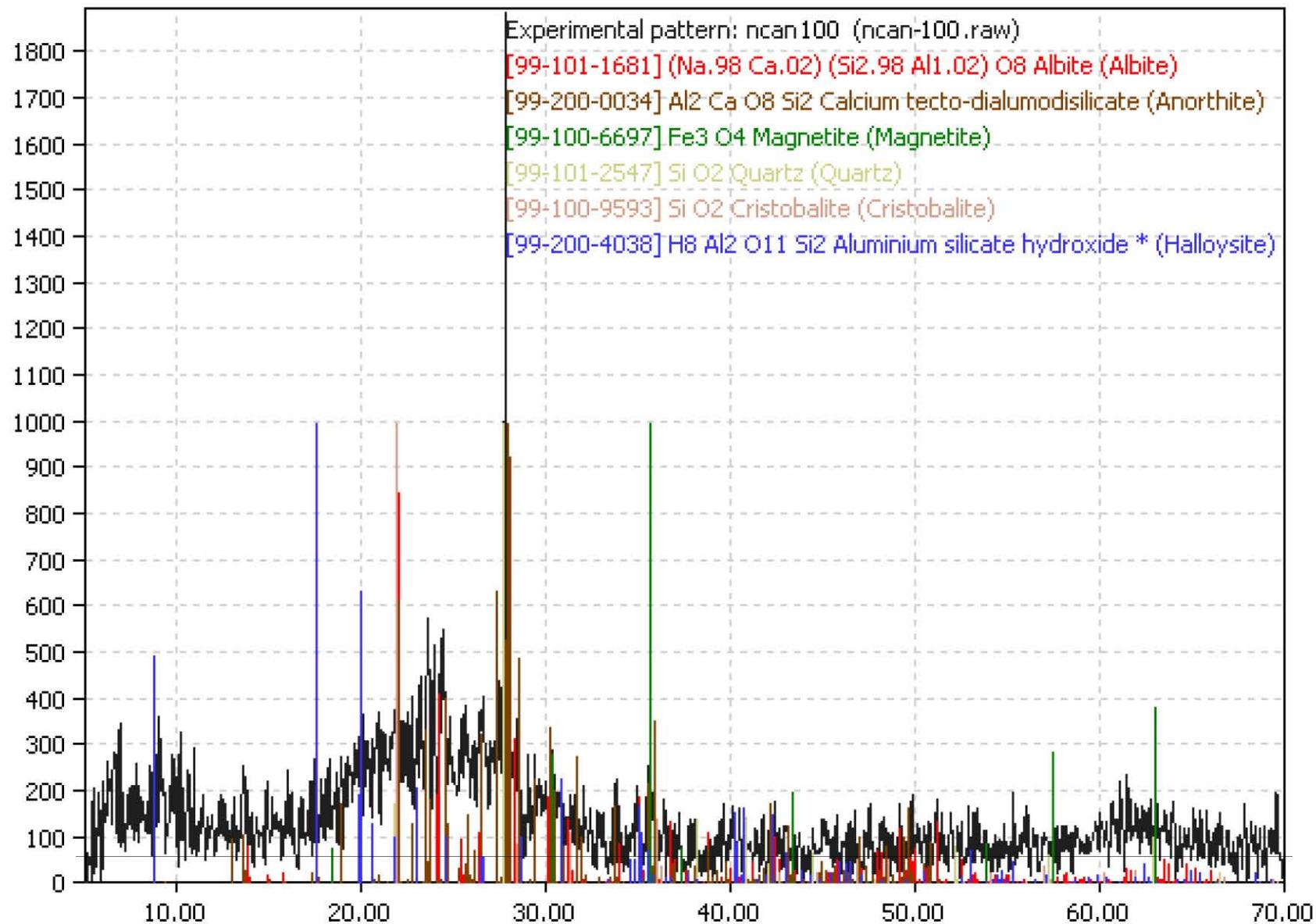


Fig 79-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 287cm de la Trinchera ncan, Zacapu, Michoacán.

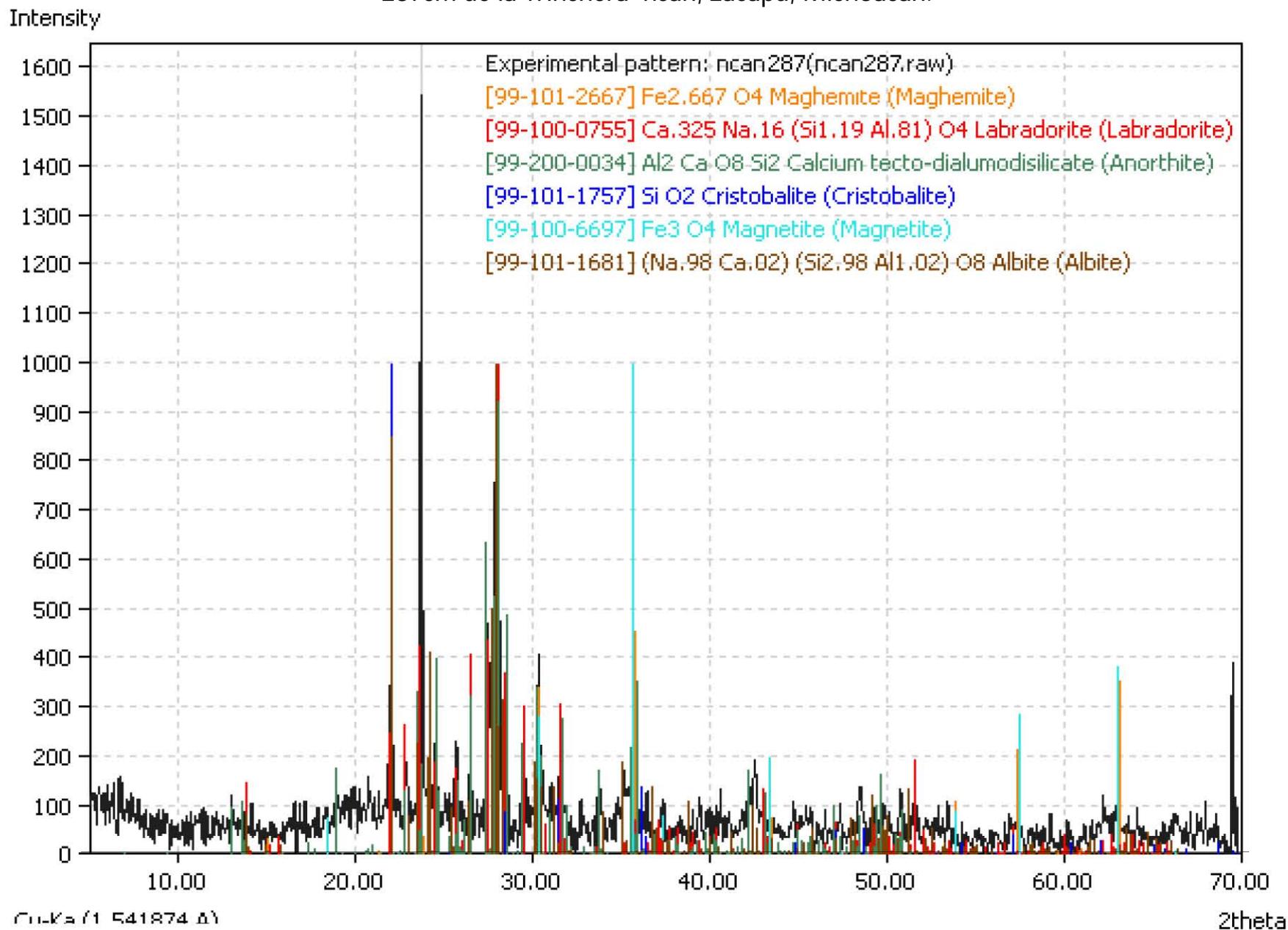


Fig 80-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 10cm de la Trinchera 3, Zacapu, Michoacán.

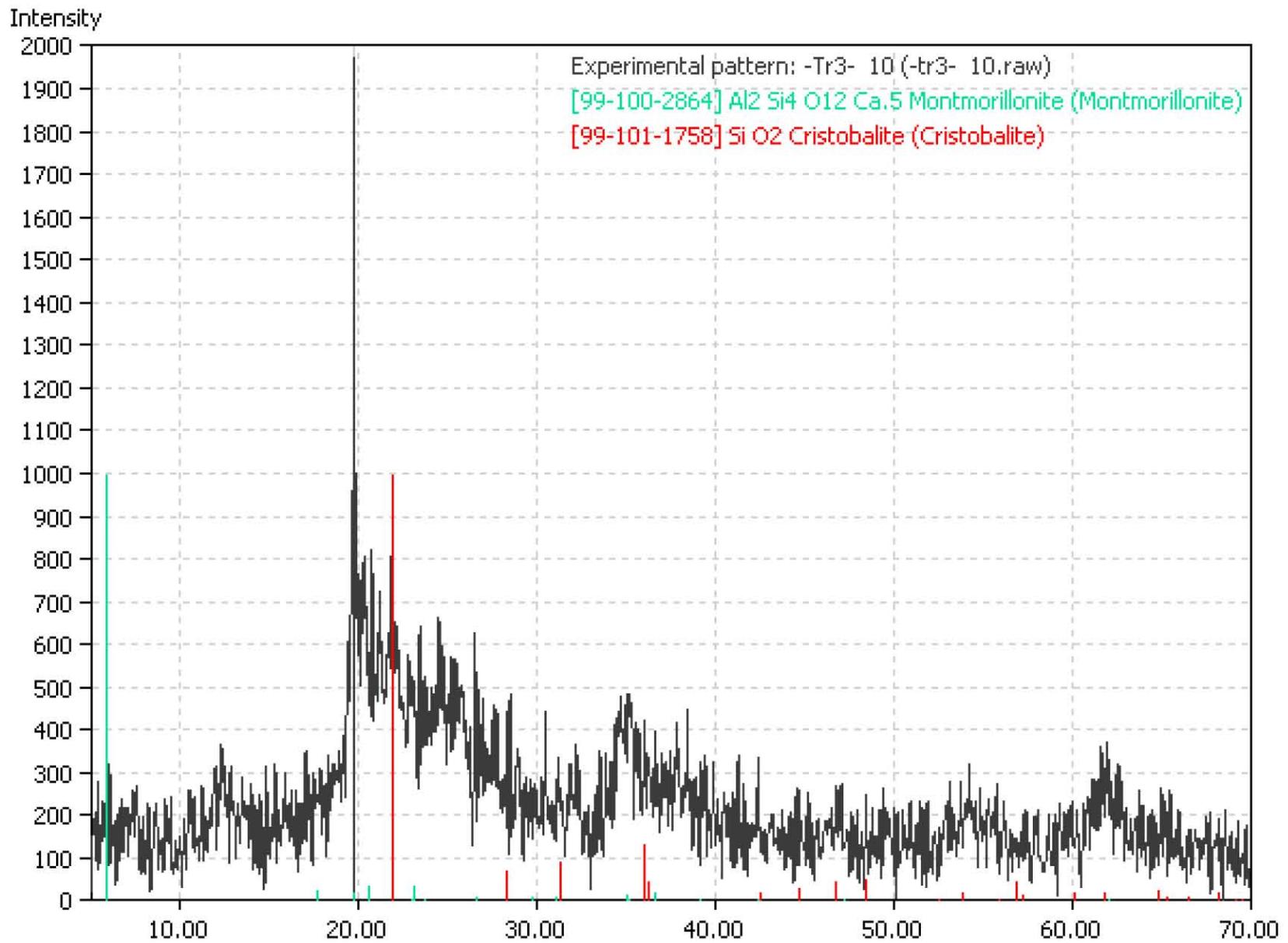


Fig 81-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 20cm de la Trinchera pcan, Zacapu, Michoacán.

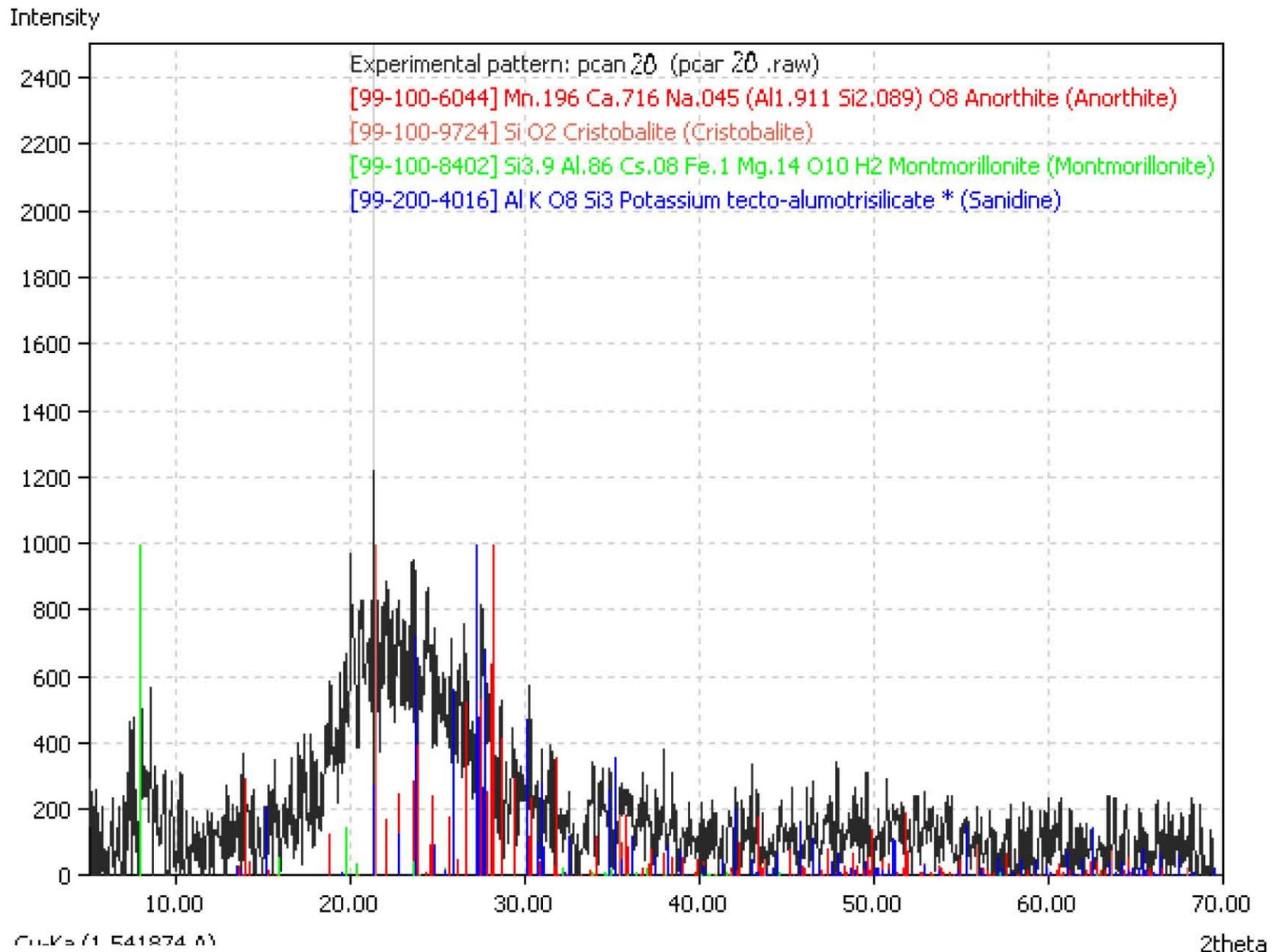


Fig 82-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 160cm de la Trinchera pcan, Zacapu, Michoacán.

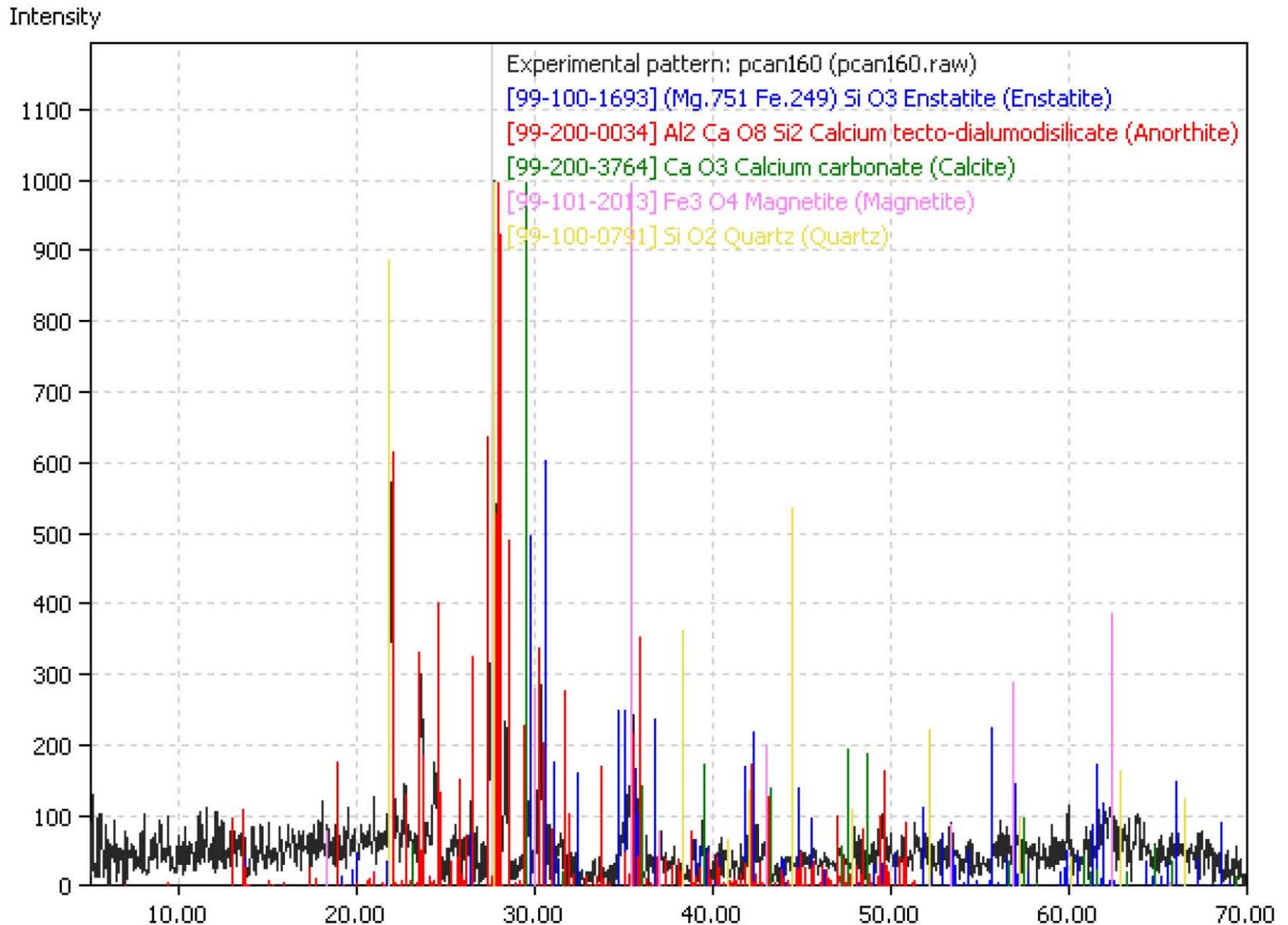


Fig 83-Difractograma Resultado de análisis de Difracción de Rayos X (DRX), muestra 205cm de la Trinchera pcan, Zacapu, Michoacán.

