



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLAS DE HIDALGO**

**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES METALÚRGICAS**

---

Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio.

**Estudio de Depósitos de Tsunamis en la Laguna el Potosí, Petatlán  
Guerrero.**

# **TESIS**

Que para obtener el Grado de:  
**MAESTRA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL  
TERRITORIO**

**PRESENTA**  
Catalina Mejía Angeles.

Director de Tesis: Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy.

Co-Asesor de Tesis: Mikhail Ostrooumov.

Morelia, Michoacán Febrero del 2015.



## DEDICATORIA

Dedicada a las personas más importantes, en especial a la persona que hace que mis días de tormentos se vuelvan soleados, por que basta una sonrisa para que mis momentos tristes se conviertan en los más felices con todo mi amor a mi hija Leslie.

A mi madre Catalina Angeles, por haberme brindado la vida y por su valioso ejemplo de abnegación, trabajo y responsabilidad por su cariño y amor incondicional, por ser el pilar de la familia.

A mi padre Vicente Mejía, porque es la que me ha impulsado para mantenerme firme a seguir adelante por todo su apoyo y comprensión por su ejemplo de, dedicación al trabajo.

A mi pareja Luis Matilde García Montes, por todo su apoyo durante este tiempo.

A mis hermanos; Maribel, David, Josué, Olivia, Vicente, Eduardo y Mercedes, porque siempre están con migo en las buenas y en las malas, ustedes saben que sin su ayuda este trabajo no sería posible gracias por todo el apoyo que me han brindado, por levantarme en las caídas que he tenido a lo largo de esta etapa.

A mis sobrinos Angel Misael, Melisa Alondra, Sebastián porque con sus risas dan alegría en peores momentos y porque forman una parte importante de mi vida los quiero mucho pequeñitos.

Los quiero mucho, Catalina Mejía Angeles.

## AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada durante el periodo 2012-2014.

Al proyecto DGAPA PAPIIT IA104815, por su apoyo otorgado en las impresiones de las tesis.

Quiero agradecer a todas las personas que participaron de una u otra manera en la elaboración de este trabajo que representa la finalización de una etapa más de mi vida personal y académica.

Agradezco a mi asesor el Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy, por su apoyo, confianza y paciencia para la realización de la tesis que ha significado un valioso reto para crecer personal y profesionalmente.

Asimismo a mi comité tutorial la Dra. Isabel Israde Alcántara, Dra. Gabriela Domínguez Vázquez, el Dr. Mikhail Ostrooumov, Dr. Gabriel Vázquez Castro y el M.C. Felipe García Tenorio por su tiempo invertido en las correcciones, comentarios y observaciones realizadas, fueron de gran importancia para el presente trabajo sin su ayuda no sería posible la culminación de dicha investigación.

A Luis Matilde García Montes por su apoyo en la extracción de los núcleos y su ayuda en laboratorio.

A la M.C. Remedios Cisneros, Tec. Victoria Luke e Ing. Francisco Solorio responsables de los equipos de EIR, DFX y MEB respectivamente de la UMSNH, por su amabilidad y paciencia en el procesamiento de las muestras.

A la UNAM campus Morelia y al Dr. Gabriel Vázquez Castro, por su apoyo y paciencia en la realización del análisis de la susceptibilidad magnética.

Al Dr. Felipe García Oliva y al M.C. Rodrigo Velázquez Durán por su apoyo en la realización del análisis de COT y CIT, realizados en el Centro de Investigaciones en Ecosistemas UNAM Campus Morelia.

Al Instituto de Geología, Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, DF. UNAM, por los análisis de Fluorescencia y Rayos X.

Gracias, Catalina Mejía Angeles.

## CONTENIDO

<b>RESUMEN .....</b>	<b>14</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>15</b>
<b>I. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>16</b>
<b>I.1 OBJETIVOS.....</b>	<b>17</b>
I.1 General .....	17
I.2 Específicos.....	17
I.3 Hipótesis .....	17
I.4 Justificación.....	17
<b>II. MARCO TEÓRICO.....</b>	<b>18</b>
II.1 Generalidades de un tsunami .....	18
II.1.2 Fases de un tsunami.....	18
II.2 Clasificación de los depósitos de tsunamis. ....	18
II.2.1 Depósitos en ambientes marinos .....	18
II.2.2 Depósitos en ambientes lacustres.....	19
II.2.3 Depósitos en ambientes costeros.....	19
<b>III. ANTECEDENTES.....</b>	<b>20</b>
III.1 Estudios a Nivel Mundial .....	20
III.2 Estudios en México.....	22
III.3 Estudios previos en la Laguna el Potosí .....	24
III.4 Tsunamis en México.....	25
<b>IV. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....</b>	<b>26</b>
IV.1 Ubicación Geográfica.....	26
IV. 1.1 Marco Geológico .....	27
IV.I.2 Marco Tectónico .....	28
IV.2 Caracterización geomorfológica.....	30
<b>V. MATERIALES Y METODOS .....</b>	<b>32</b>
V.1 TRABAJO EN CAMPO .....	32
V.1.1 Obtención de las Muestras .....	32
V.2 TRABAJO EN LABORATORIO.....	33

V.2.1 Descripción de los Núcleos .....	33
V.2.2 Descripción de la Estratigrafía .....	33
V.2.3 Muestreo de los Núcleos .....	33
V.2.4 Control Cronológico <sup>14</sup> C .....	33
V.3. Muestreo con Fines Micropaleontológicos .....	34
V.3.1 Limpieza y Montaje del Material Recolectado Para Diatomeas .....	34
V.4 GEOQUÍMICA .....	34
V.4.1 Fluorescencia de Rayos X (FRX).....	34
V.4.2 Análisis de Contenido de Carbono .....	34
V.4.3 Técnica Para Calcular el Porcentaje de Carbono Total.....	34
V.4.4 Técnica Para Calcular el Porcentaje de Carbono Inorgánico (CIT) .....	35
V.4.5 Cálculo del Porcentaje de Carbono Orgánico (COT).....	35
V.5 MAGNETISMO .....	35
V.5.1 Análisis de Susceptibilidad Magnética ( $\chi$ ) .....	35
V.6 MINERALOGÍA .....	35
V.6.1 Análisis de Difracción de Rayos X (DFX).....	35
V.6.2 Espectroscopia de Infrarrojo (EIR) .....	36
V.6.3 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) .....	36
<b>VI. RESULTADOS.....</b>	<b>36</b>
<b>VI.1 ESTRATIGRAFÍA.....</b>	<b>37</b>
VI.1.1 Núcleo LBP-13-I. ....	37
VI.1.2 Núcleo LBP-13-II. ....	38
VI.1.3 Núcleo LBP-13-III. ....	40
VI.1.4 Núcleo LBP-13-IV. ....	41
<b>VI.2 CRONOLOGÍA.....</b>	<b>42</b>
<b>VI.3 GEOQUIMICA .....</b>	<b>43</b>
VI.3.1 Fluorescencia de Rayos X.....	43
VI.3.2 Núcleo LBP-13-I.....	43
VI.3.3 Núcleo LBP-13-II. ....	44
VI.3.4 Núcleo LBP-13-III. ....	46
VI.3.5 Núcleo LBP-13-IV.....	47

VI.4 Contenido de Carbono Orgánico e Inorgánico .....	48
VI.4.1 Núcleo: LBP-13-I.....	48
VI.4.2 Núcleo: LBP-13-II. ....	49
VI.4.3 Núcleo: LBP-13-III.....	50
VI.4.4 Núcleo: LBP-13-IV.....	51
<b>VI.5 MAGNETISMO .....</b>	<b>52</b>
VI.5.1 Susceptibilidad Magnética .....	52
VI.5.2 Núcleo LBP-13-I.....	52
VI.5.3 Núcleo LBP-13-II. ....	53
VI.5.4 Núcleo LBP-13-III. ....	54
VI.5.5 Núcleo LBP-13-IV.....	54
<b>VI.6 MINERALOGÍA .....</b>	<b>55</b>
VI.6.1 Difracción de Rayos X.....	55
VI.6.2 Núcleo LBP-13-I.....	55
VI.6.3 Núcleo LBP-13-II. ....	56
VI.6.4 Núcleo LBP-13-III. ....	56
VI.6.5 Núcleo LBP-13-IV.....	57
<b>VI.7 MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (MEB).....</b>	<b>62</b>
VI.7.1 Núcleo LBP-13-I.....	62
VI.7.2 Núcleo LBP-13-II. ....	62
VI.7.3 Núcleo LBP-13-III. ....	62
VI.7.4 Núcleo LBP-13-IV.....	62
<b>VI.8. ESPECTROSCOPIA DE INFRARROJO (EIR). ....</b>	<b>65</b>
<b>IX. DISCUSION E INTERPRETACION DE RESULTADOS .....</b>	<b>69</b>
<b>X. CONCLUSIONES .....</b>	<b>73</b>
<b>LITERATURA CONSULTADA .....</b>	<b>74</b>

#### ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Sismos que han generado tsunamis en México .....	25
Tabla 2. Datos registrados para cada uno de los núcleos.....	32

Tabla 3. Resultados de los fechamientos por $^{14}\text{C}$ del núcleo LBP-13-I.....	42
Tabla 4. Tabla de datos de elementos mayores por FRX del núcleo LBP-13-I.....	43
Tabla 5. Tabla de datos de elementos mayores por FRX del núcleo LBP-13-II.....	45
Tabla 6. Tabla de datos de elementos mayores por FRX del núcleo LBP-13-III.....	46
Tabla 7. Tabla de datos de elementos mayores por FRX del núcleo LBP-13-IV.....	47
Tabla 8. Especies minerales encontradas mediante DRX.....	56

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de localización de la Laguna el Potosí.....	26
Figura 2. Geología de la zona de estudio, (Tomado de Martini 2008).....	28
Figura 3. Sismos en México. Se indica el año de ocurrencia de los principales sismos.....	29
Figura 4. Configuración tectónica de la zona de estudio. Las áreas sombreadas simbolizan el área de ruptura correspondiente al año de ocurrencia del sismo. (Tomado de Ramírez-Herrera 2014).....	30
Figura 5. Ubicación Geográfica señalando la morfología de la zona de estudio.....	31
Figura 6. Mapa de localización de los dos sitios de muestreo.....	32
Figura 7. (A) Localización en la Laguna, (B) Fotografía del núcleo, (C) Columna estratigráfica del núcleo LBP-13-I.....	38
Figura 8. (A) Localización en la Laguna, (B) Fotografía del núcleo, (C) Columna estratigráfica del núcleo LBP-13-II.....	39
Figura 9. (A) Localización en la Laguna, (B) Fotografía del núcleo, (C) Columna estratigráfica del núcleo LBP-13-III.....	41
Figura 10. (A) Localización en la Laguna, (B) Fotografía del núcleo, (C) Columna estratigráfica del núcleo LBP-13-IV.....	42
Figura 11. Variación de la concentración de los óxidos de elementos mayores (en %) a lo largo de la columna estratigráfica de la LBP-13-I, determinadas mediante FRX.....	44
Figura 12. Variación de la concentración de los óxidos de elementos mayores (en %) a lo largo de la columna estratigráfica de la LBP-13-I, determinadas mediante FRX.....	45
Figura 13. Variación de la concentración de los óxidos de elementos mayores (en %) a lo largo de la columna estratigráfica de la LBP-13-I, determinadas mediante FRX.....	46
Figura 14. Variación de la concentración de los óxidos de elementos mayores (en %) a lo largo de la columna estratigráfica de la LBP-13-I, determinadas mediante FRX.....	48
Figura 15. Relación entre el porcentaje de Carbono orgánico Total (COT); Carbono inorgánico Total (CIT) y la profundidad en la columna estratigráfica del núcleo LBP-13-I.....	49
Figura 16. Relación entre el porcentaje de Carbono orgánico Total (COT); Carbono inorgánico Total (CIT) y la profundidad en la columna estratigráfica del núcleo LBP-13-II.....	50
Figura 17. Relación entre el porcentaje de Carbono orgánico Total (COT); Carbono inorgánico Total (CIT) y la profundidad en la columna estratigráfica del núcleo LBP-13-III.....	51
Figura 18. Relación entre el porcentaje de Carbono orgánico Total (COT); Carbono inorgánico Total (CIT) y la profundidad en la columna estratigráfica del núcleo LBP-13-IV.....	52
Figura 19. (A) Foto del núcleo, (B) Columna estratigráfica, (C) Resultados de la susceptibilidad magnética LBP-13-I.....	53
Figura 20. (A) Foto del núcleo, (B) Columna estratigráfica, (C) Resultados de la susceptibilidad magnética LBP-13-II.....	53
Figura 21. (A) Foto del núcleo, (B) Columna estratigráfica, (C) Resultados de la susceptibilidad magnética LBP-13-III.....	54

Figura 22. (A) Foto del núcleo, (B) Columna estratigráfica, (C) Resultados de la susceptibilidad magnética LBP-13-IV.....	55
Figura 23. Resultados de los análisis de DRX, núcleo LBP-13-I. Q = Cuarzo, Ab = Albita, Ms = Moscovita, Sil = Silvita, Hal 10Å = Halloysita de 10 Ångström y 7 Ångström, Act = Actinolita, Mnt = Montmorillonita, An = Anortita, Ar = Aragonita, Hl = Halita.....	58
Figura 24. Resultados de los análisis de DRX, núcleo LBP-13-II. Q = Cuarzo, Ab = Albita, Hal 10A = Halloysita de 10 Ångström, Il = Ilita, Sa = Sanidina, Act = Actinolita, Ms = Moscovita, Mnt = Montmorillonita, Ves = Vesuvianita, Sil = Silvita.....	59
Figura 25. Resultados de los análisis de DRX, núcleo LBP-13-III. Q = Cuarzo, Ab = Albita, Hal 10Å = Halloysita de 10 Ångström, Il = Ilita, Hl = Halita, Mg = Magnesita, An = Anortita, Ms = Moscovita, Ves = Vesuvianita.....	60
Figura 26. Resultados de los análisis de DRX, núcleo LBP-13-II. Q = Cuarzo, Ab = Albita, Sil = Silvita, Hal 10Å = Halloysita de 10 Ångström, Sa = Sanidina, Mc intermedio = Microcline intermedio, Drv = Dravita. Ves = Vesuvianita, Di = Diopside.....	61
Figura 27. (A) Columna estratigráfica. (b, c, d). Imagen MEB y espectro de análisis elemental correspondiente a montmorillonita a 10, 35 y 70 cm de profundidad del núcleo LBP-13-I.....	63
Figura 28. (A) Columna estratigráfica, (e, f, g) Imagen MEB y espectro de análisis elemental correspondiente al azufre a 10, 35 y 70 cm de profundidad del núcleo LBP-13-I.....	63
Figura 29. (A) Columna estratigráfica, (b, c, d) Imagen MEB y espectro de análisis elemental correspondiente a montmorillonita a 10, 35 y 70 cm de profundidad del núcleo LBP-13-I.....	64
Figura 30. (A) Columna estratigráfica. (b, c, d), imagen MEB y espectro de análisis elemental correspondiente a 5, 60 y 90 cm de profundidad correspondiente a montmorillonita del núcleo LBP-13-III. (e) mostrando la forma octaédrica y espectro del análisis elemental correspondiente al S, del núcleo LBP-13-III 60 cm.....	64
Figura 31. (A) Columna estratigráfica, (b, c, d) Imagen MEB y espectro de análisis elemental correspondiente a montmorillonita a 10, 50 y 90 cm de profundidad del núcleo LBP-13-I.....	65
Figura 32. Espectro de infrarrojo del núcleo LBP-13-I. Hal = Halloysita, H <sub>2</sub> O = Molécula de agua, Mont. = Montmorillonita.....	66
Figura 33. Espectro de infrarrojo del núcleo LBP-13-II. Hal = Halloysita, H <sub>2</sub> O = Molécula de agua, Mont. = Montmorillonita.....	67
Figura 34. Espectro de infrarrojo del núcleo LBP-13-III. Hal = Halloysita, H <sub>2</sub> O = Molécula de agua, CO <sub>3</sub> = Carbonato, Mont. = Montmorillonita.....	68
Figura 35. Espectro de infrarrojo del núcleo LBP-13-IV. Hal = Halloysita, H <sub>2</sub> O = Molécula de agua, Mont. = Montmorillonita.....	69
Figura 36. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 10 cm del núcleo LBP-13-I.....	85
Figura 37. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 20 cm del núcleo LBP-13-I.....	86
Figura 38. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 30 cm del núcleo LBP-13-I.....	87
Figura 39. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 40 cm del núcleo LBP-13-I.....	88
Figura 40. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 50 cm del núcleo LBP-13-I.....	89

Figura 41. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 60 cm del núcleo LBP-13-I.....	90
Figura 42. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 70 cm del núcleo LBP-13-I.....	91
Figura 43. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 10 cm del núcleo LBP-13-II.....	92
Figura 44. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 20 cm del núcleo LBP-13-II.....	93
Figura 45. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 30 cm del núcleo LBP-13-II.....	94
Figura 46. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 40 cm del núcleo LBP-13-II.....	95
Figura 47. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 50 cm del núcleo LBP-13-II.....	96
Figura 48. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 60 cm del núcleo LBP-13-II.....	97
Figura 49. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 70 cm del núcleo LBP-13-II.....	98
Figura 50. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 80 cm del núcleo LBP-13-II.....	99
Figura 51. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 85 cm del núcleo LBP-13-II.....	100
Figura 52. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 5 cm del núcleo LBP-13-III.....	101
Figura 53. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 30 cm del núcleo LBP-13-III.....	102
Figura 54. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 45 cm del núcleo LBP-13-III.....	103
Figura 55. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 60 cm del núcleo LBP-13-III.....	104
Figura 56. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 70 cm del núcleo LBP-13-III.....	105
Figura 57. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 80 cm del núcleo LBP-13-III.....	106
Figura 58. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 90 cm del núcleo LBP-13-III.....	107
Figura 59. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 10 cm del núcleo LBP-13-IV.....	108
Figura 60. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 20 cm del núcleo LBP-13-IV.....	109
Figura 61. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 30 cm del núcleo LBP-13-IV.....	110

Figura 62. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 40 cm del núcleo LBP-13-IV.	63.	Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 50 cm del núcleo LBP-13-IV.	111
Figura 64. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 60 cm del núcleo LBP-13-IV.			112
Figura 65. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 70 cm del núcleo LBP-13-IV.			113
Figura 66. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 80 cm del núcleo LBP-13-IV.			114
Figura 67. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 90 cm del núcleo LBP-13-IV.			115
Figura 68. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-I 10 cm.			116
Figura 69. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-I 35 cm.			117
Figura 70. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-I 70 cm.			118
Figura 71. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente al S, del núcleo LBP-13-I 10 cm.			119
Figura 72. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente al S, del núcleo LBP-13-I 35 cm.			120
Figura 73. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente al S, del núcleo LBP-13-I 70 cm.			121
Figura 74. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-II 10 cm.			122
Figura 75. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-II 60 cm.			123
Figura 76. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-II 85 cm.			124
Figura 77. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-III 5 cm.			125
Figura 78. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-III 60 cm.			126
Figura 79. Imagen MEB mostrando la forma octaédrico y espectro del análisis elemental correspondiente al S, del núcleo LBP-13-III 60 cm.			127
Figura 80. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-III 90 cm.			128
Figura 81. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-IV 10 cm.			129
Figura 82. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-IV 50 cm.			130
Figura 83. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-IV 10 cm.			131

Figura 84. Espectro de infrarrojo para el núcleo LBP-13-I 10 cm. ....	132
Figura 85. Espectro de infrarrojo para el núcleo LBP-13-II 10 cm.....	133
Figura 86. Espectro de infrarrojo para el núcleo LBP-13-III 10 cm.....	134
Figura 87. Espectro de infrarrojo para el núcleo LBP-13-IV 10 cm.....	135

## RESUMEN

En el presente trabajo se presentan, los resultados de estudios de depósitos de tsunamis a través del análisis de cuatro núcleos obtenidos en la Laguna El Potosí Petatlán, Guerrero. Dos de los núcleo se obtuvieron hacia el SW a una distancia de 3.55 km de la línea de costa (LBP-13-I, LBP-13-II), los otros dos se obtuvieron hacia el SE con distancias más próximas hacia la línea de costa (LBP-13-III, LBP-13-IV). Todas las muestras se analizaron con diferentes proxies geológicos (litología, estratigrafía,  $^{14}\text{C}$ ), geoquímicos (Fluorescencia de Rayos X, Carbono orgánico total, Carbono inorgánico total,) magnético (Susceptibilidad Magnética), y mineralógicos (Difracción de rayos X, Microscopia Electrónica de Barrido, y Espectrometría de Infrarrojo), con un muestreo a cada 10 cm y donde se observaron cambios importantes. La susceptibilidad magnética se registró a cada 2 cm en cada uno de los núcleos.

El análisis de FRX, permitió definir la proporción en porcentaje de elementos químicos mayores de los cuales el,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ , son indicadores de una incursión marina generada por tsunami. Respecto a la caracterización mineralógica, los resultados de DRX, MEB y EIR coinciden en que los sedimentos contienen una mezcla de fases minerales, donde las principales especies encontradas son epidotas (vesuvianita), piroxenos (diópsido), anfíboles (actinolita), turmalina (dravita), así como cloro, halita, silvita, ilita, montmorillonita y halloysita 7 y 10 Ångström, que son características de depósitos de tsunamis. Mediante el análisis de los distintos proxies para el núcleo LBP-13-I ubicado a 3.55 km sobre la línea de costa, indicando una incursión marina situada en la unidad I de 70 a 35 cm de profundidad con una edad de 2740-2490 A.P., en este nivel se encontró alto contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ , bajo contenido de COT. El núcleo LBP-13-II, también se presentó otra incursión marina a 80 cm de profundidad en la que se observa una deposición de arena situada en la unidad II, la cual no fue posible fechar, la composición de arenas nos indica aportes de mayor energía en la cual se encontraron minerales como halloysita de 7 y 10 Å, actinolita, silvita, montmorillonita, dravita, ilita, cloro. En el núcleo LBP-13-II, a la profundidad de 40 a 87.5 cm se encontró una bioturbación.

Palabras Clave. Tsunamis, registro, sismo, laguna el Potosí.

## ABSTRACT

In this paper are presented the results of studies of tsunami deposits through the analysis of four cores obtained in the el Potosi lagoon, located in Petatlan Guerrero. Two cores were obtained in the southwestern part of the lagoon, 3.55 km away of the coastline (LBP-13-I, LBP-13-II), the remained two were obtained in the southeast part with closer distances to the line coast (LBP-13-III, LBP-13-IV). All the samples were analyzed using different proxies from geological (e.g. lithology, stratigraphy,  $^{14}\text{C}$ ), geochemical (X-Ray Fluorescence, Total Organic Carbon, Total Inorganic Carbon), Magnetic (Magnetic Susceptibility) and mineralogical (XRD, Scanning Electron Microscopy and Infrared Spectrometry), with a sampling every 10 cm and where significant changes were observed. The magnetic susceptibility was recorded at 2 cm intervals in each core.

XRF analysis allowed defining the percentage proportion of major chemical compounds such as  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{CaO}$ . Those are indicators of a marine incursion related to a tsunami event. Regarding the mineralogical characterization, the results of XRD, SEM and EIR agree that the sediments contain a mixture of mineral phases, where the main species found are Epidotes (vesuvianite), pyroxenes (diopside), amphiboles (actinolite), tourmaline (dravite) and chlorine, halite, sylvite, illite, halloysite and montmorillonite (7 to 10 Ångström). These mineral species are indicators of tsunami deposits. By analyzing the different proxies for the core LBP-13-I, located 3.55 km of the coastline, a deposit related to a marine incursion was identified at the unit I of 70-35 cm depth with an age of 2740 to 2490 BP, in this deposit we found a high content of  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ , and a low content of TOC. In the core LBP-13-II, another deposit related to a marine incursion was found at 80 cm depth and corresponds to a sand layer located in the unit II, undated. The coarser granulometry indicates greater contributions energy. Also the mineral phases found were halloysite (7 and 10 Å), actinolite, sylvite, montmorillonite, dravita, illite and chlorine. In the core LBP-13-II, a bioturbation structure was found at 40 - 87.5 cm depth.

Keywords. Tsunamis, registration, earthquake, laguna el Potosí.

## I. INTRODUCCIÓN

Los fenómenos naturales han ocasionado daños devastadores uno de estos fenómenos son los tsunamis que son una serie de olas que se generan en un océano u otros cuerpos de agua, a causa de terremotos, deslizamientos de tierra, erupción volcánica o impacto de meteoritos, pueden ocasionar una destrucción e inundación al interactuar con asentamientos humanos, ocasionando una catástrofe (Iida e Iwasaki 1983; ITSU 1999). La mayoría de los tsunamis causados por terremotos se producen en zonas de subducción (Stein 2006; Satake & Atwater, 2007). Las costas del Pacífico de México no están exentas de estos eventos, concentrándose la actividad generadora de tsunamis en la zona de convergencia de la Placa de Cocos con las Placas Norteamérica y del Caribe, afectando así las costas de México. El Pacífico Mexicano tiene registro de 70 tsunamis en el periodo de 1732 al 2011 (Novosibirsk Tsunami Laboratory (NTL), 2011). Los tsunamis más destructivos ocurrieron el 16 de Noviembre de 1925, en Zihuatanejo, y el 22 de Junio de 1932, en Cuyutlan (Sánchez & Farreras 1993).

Las olas tsunamigénicas pueden dejar impresiones geológicas en áreas costeras, sin embargo estos ambientes generalmente tienen un bajo potencial de preservación para los depósitos de los tsunamis. Por otro lado las lagunas costeras pueden ser eficientes trampas de sedimentos alóctonos ya que son ambientes relativamente tranquilos (Einsele et al., 1996).

El impacto de las olas tsunamigénicas generan depósitos sedimentarios característicos constituidos por material marino transportando sedimentos continentales y materia orgánica asociados a un tsunami, las cuales pueden quedar preservados en el registro estratigráfico de ambientes costeros (Shiki et al., 2008). Así los estudios históricos y geológicos pueden aportar información para entender la frecuencia y recurrencia de grandes terremotos y tsunamis (Satake & Atwater 2007; Yanagisawa et al., 2007).

Los estudios geológicos confirman que los tsunamis presentan algún grado de ciclicidad, en cuanto a su periodicidad y magnitud (Cisternas, 2005).

Considerando la importancia de reconocer el historial de tsunamis, el objetivo del presente trabajo es realizar un estudio que nos permita analizar los indicadores de grandes eventos sísmicos que se asocien a posibles tsunamis en la Laguna el Potosí en Petatlán Guerrero.

## **I.1 OBJETIVOS**

### **I.1 General**

- Realizar un estudio estratigráfico enfocado a reconocer depósitos de tsunamis a través del análisis de distintos proxies geológicos, biológicos, geoquímicos, mineralógicos y magnéticos, en el contexto paleosismológico que permitan utilizar los indicadores de grandes eventos sísmicos que se asocien a posibles tsunamis en la Laguna el Potosí en Petatlán Guerrero.

### **I.2 Específicos**

- Realizar la columna estratigráfica de los núcleos de la, Laguna el Potosí.
- Realizar estudios multi-proxies que incluyan microfósiles, geoquímica, mineralogía así como susceptibilidad magnética que se apoyen en fechamientos radiométricos ( $^{14}\text{C}$ ) para identificar los posibles eventos tsunamigenéticos.
- Determinar el número de eventos de gran magnitud de tsunamis que han afectado a las costas del Pacífico en el sector de Petatlán para realizar un análisis espacial y temporal de ellos.

### **I.3 Hipótesis**

Los sedimentos de las lagunas pueden conservar rasgos geológicos característicos de eventos de tsunamis asociados a sismos, colapsos volcánicos, derrumbes marinos, etc.

### **I.4 Justificación**

Los tsunamis son un riesgo para los asentamientos humanos que conviven en sectores potenciales a experimentar este tipo de amenazas. La ciencia no logra aún prever este tipo de siniestros para alertar a la población con anticipación y evitar pérdidas de vidas y económicas, conocer la probabilidad de recurrencia de los grandes tsunamis pasados que han afectado las costas del Pacífico es un requisito fundamental para cualquier estudio de riesgo (Lagos & Cisternas, 2004). La laguna el Potosí posee una morfología idónea para preservar la señal producida por antiguos tsunamis, por lo tanto el estudiar la Laguna el Potosí es clave para entender los paleo-tsunamis a distintas escalas de tiempo tanto histórico como prehistórico. El estudio detallado de este ambiente sedimentario permitirá establecer series de tiempo para ubicar periodos de retorno de este tipo de sucesos. Además de contar con el antecedente histórico más relevante de un tsunami en 1925, que produjo una ola de 7 a 11 m de altura cerca de Zihuatanejo, Guerrero.

## **II. MARCO TEÓRICO**

### **II.1 Generalidades de un tsunami**

El término tsunami, es una palabra japonés “tsu” puerto, y “nami” ola, que significa “ola en puerto”. Se trata de una ola o sistemas de olas de largas longitudes de onda y periodos, así como de corta duración y de gran escala, generadas por una dislocación vertical del cuerpo de agua, que perturban los sedimentos (Lapidus, 1990). Pueden viajar a velocidades promedio de 650 a 960 km/hr en las partes más profundas del océano, 100 a 300 km/h a lo largo de la plataforma continental, 36 km/h en la costa (Lisitzin, 1974).

#### **II.1.2 Fases de un tsunami**

Se consideran cuatro fases en un tsunami, ellos son: generación, propagación, inundación y tracción. La fase de generación comprende el mecanismo de activación (rompimiento de piso oceánico (falla), deslizamientos submarinos, actividad volcánica e impacto de asteroides). Propagación, se pasa de océanos abiertos a áreas continentales costeras, donde los sedimentos pueden ser perturbados y movilizados. Inundación, el tsunami erosiona transporta y deposita sedimentos del océano en la costa. La fase de tracción, los pulsos tsunamigénicos pueden generar corrientes de turbidez capaces de movilizar sedimentos mar adentro hacia la zona abisal, por medio de cañones submarinos (Dawson & Stewart, 2007).

### **II.2 Clasificación de los depósitos de tsunamis.**

La sedimentación generada por tsunamis, puede inducir diversos tipos de deposición en ambientes marinos (plataforma continental), lacustres y en ambientes terrestres (áreas costeras). El ambiente lacustre puede ocupar una posición intermedia entre los submarinos y terrestres ya que el comportamiento de los tsunamis depende de las configuraciones batimétricas y topográficas.

#### **II.2.1 Depósitos en ambientes marinos**

Se han identificado intercalaciones de partículas gruesas dentro de capas arcillosas. La sedimentación de estas capas arcillosas implica un ambiente de baja energía, tal como una bahía restringida o el fondo del piso oceánico. Los tsunamis pueden perturbar el estado de equilibrio prevaleciente y una sedimentación de alta energía puede ser registrada con un cambio bastante obvio en las facies sedimentarias. El límite entre la capa del tsunami y la capa subyacente muestra con frecuencia un contacto erosional, lo que indica una fuerza de tracción. El “run up” y “backwash” causan un cambio gradual pero muy significativo en la dirección de las corrientes, es una característica particular de la presencia de tsunamis en áreas costeras (Lawton et al., 2005).

Los depósitos submarinos de tsunamis muestran evidencias de una significativa energía hidrodinámica de “run-up” y “backwash”. La medición y observación del comportamiento de este tipo de sedimentación en el fondo marino es difícil y solo cuenta con algunos ejemplos recientes, el conocimiento sobre estos depósitos es todavía limitado y la precisión en la interpretación de antiguos depósitos es todavía incierta (Grisset, 2013).

## **II.2.2 Depósitos en ambientes lacustres**

Las lagunas costeras son cuerpos de agua relativamente quietos que se han formado como resultado de los ascensos del nivel del mar durante el Holoceno, se localizan paralelo a la línea de costa, razón por la cual se encuentran expuestas a la invasión de olas tsunamigénicas, funcionando como trampas de sedimentos ya que son ambientes relativamente tranquilos (Clifton, 1998; Einsele et al., 1996).

Los depósitos de tsunamis, en las lagunas son generalmente identificados como intercalaciones de capas de arena dentro de sedimentos limosos o arcillosos, ya que se encuentran a un ambiente de baja energía, la presencia de una base erosiva es una característica importante que se observa. Esto es debido a la erosión del flujo de agua durante la incursión marina, mientras que el material más fino refleja la caída del sedimento bajo condiciones de relativa calma. La capa de arena muestra una disminución lateral gradual en espesor y tamaño de grano, lo cual puede indicar la dirección del transporte de sedimento, tal como un flujo hacia tierra durante el “run-up” del tsunami (Bondevik et al., 1997). Sin embargo, la diferencia más significativa es la interacción química entre el agua dulce y salada por lo tanto la caracterización geoquímica de sedimentos representan la base de información práctica para lograr obtener datos sobre la naturaleza físico-química y mineralógica que conducen a determinar la composición de los sedimentos (Last & Smol, 2001). La presencia ocasional de sucesiones de arena y arcillas se pueden tomar como evidencia de múltiples incursiones de tsunamis (Nanayama et al., 2003).

## **II.2.3 Depósitos en ambientes costeros**

Los depósitos en ambientes costeros se caracterizan por constituirse de varias capas de arenas (Atwater, 1987). La variación vertical del tamaño de grano dentro de la capa de arena a menudo presenta gradación normal, el espesor de estos disminuyen tierra adentro. El tamaño promedio de grano presenta disminución con la distancia desde el mar. Las evidencias de la incursión de un tsunami frecuentemente aparece como una cubierta extensa de capas de arenas sobre las planicies costeras, la cual alcanza varios cientos de metros desde la línea de costa, algunas veces alcanza miles de metros, el espesor de esta capa varía desde algunos milímetros hasta decenas de centímetros. La distribución espacial depende de la topografía del lugar y puede ser tanto continua como discontinua (Minoura et al., 1996).

### **III. ANTECEDENTES**

#### **III.1 Estudios a Nivel Mundial**

Los tsunamis son acontecimientos efímeros de alta energía, que han ocurrido a través de la historia geológica, cuyos depósitos son enterrados y preservados en diversos ambientes, estos se pueden estudiar a través de la Paleosismología (estudio de los antiguos sismos), la cual ha probado ser de gran utilidad para la estimación del potencial sismogénico, mediante varios indicadores (microfósiles, geoquímica, estratigrafía, palinología, geomorfología y dataciones). Los primeros estudios se realizaron en (1987) por Atwater, reconociendo evidencias sedimentarias de terremotos y tsunamis en la costa de EE.UU. Posteriormente Dawson et al., 1988, describió un inusual depósito contenido en la estratigrafía en las costas de Europa. En los últimos años la capacidad para identificar tsunamis prehistóricos, en el registro geológico, ha sido mejorada en base al análisis de los depósitos de tsunamis históricos. A continuación se describen algunas investigaciones de tsunamis ocurridos en diversas partes del mundo.

#### **Océano Pacífico**

En el sur de Chile, (Atwater et al., 1992), describieron una capa de arena de 10 cm de espesor compuesto por arenas finas bien seleccionadas inserta en la estratigrafía estuarina del río Maullín, con características claramente marinas de la arena y con presencia de plantas, enterradas en posición de crecimiento y tumbadas en dirección aguas arriba del río, los autores infieren que se trata del depósito del tsunami del 22 de mayo de 1960. En Alaska, el tsunami del 27 de marzo de 1964, depositó unidades de arena a lo largo de la costa, la arena se presenta como una delgada capa, con un espesor que varía entre 1 y 2 cm, alcanzando puntualmente hasta 15 cm. El estrato es descrito como masivo, moderadamente bien sorteado, con arenas finas y muchos macro restos orgánicos (Clague et al., 1994).

Chagué-Goff et al., (2012), evaluaron el impacto ambiental del tsunami de Japón del 2011, encuentran que algunas de las características sedimentarias que ayudan a determinar los límites de inundación fueron eliminadas por diversos factores naturales como la evaporación o la lluvia. Por lo que los análisis geoquímicos para ciertos elementos como Cl, Na, SO<sub>4</sub>, Br ayudaron a determinar la presencia de intrusión marina por lo tanto la extensión de la inundación por el tsunami.

#### **Océano Índico**

Paris et al., (2007), realizaron una interpretación de los depósitos de arenas generados por el tsunami en la bahía de Lhok Nga, basándose en el análisis granulométrico. Realizaron una toma de 59 muestras tres semanas después del acontecimiento, reconocieron secuencias de granos decrecientes, con lentes de arena de grano grueso y grano fino, capas

discontinuas de material muy fino hacia el tope, laminación paralela, presencia de raíces, materia orgánica y numerosos bioclastos como fragmentos coralinos, foraminíferos béticos, gasterópodos y equinodermos. Muestran un modelo deposicional para un gran tsunami, tomando en cuenta las variaciones topográficas del área, concluyen que los depósitos generados por el tsunami del 26 de diciembre del 2004, representa un caso de estudio para la interpretación de la sedimentación costera asociada a un tsunami.

Wassmer et al., (2010), aplicaron la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM), en los depósitos de tsunamis del 2004, en la costa oriental de Banda Aceh al norte de Sumatra Indonesia, la cual ayudo a reconstruir la dirección de flujo que prevalece durante la sedimentación, así como dirección de inundación, se pudo distinguir las ondas sucesiva a partir del análisis de sedimentos.

### **Oceanía**

Chagué-Goff et al., (2002), efectuaron un estudio con núcleos tomados en una laguna de Wairoa, Nueva Zelanda mediante los análisis sedimentológicos, geoquímicos, paleontológicos y micropaleontológicos. Obtuvieron como resultado un aumento de Na y Na/Rb y la disminución Fe y Cr en una unidad arenosa, con respecto al resto de la secuencia, así como la presencia de microfósiles marinos (diatomeas) y una gradación en el tamaño de grano que evidencian la existencia de un evento tsunamigénico cuya edad aproximada es de 6300 A.P. Las fuertes variaciones de azufre, indican un cambio marcado en el ambiente deposicional de salobre de agua dulce.

### **Océano Atlántico**

Pozo et al., (2008), realizaron un estudio mineralógico de las facies sedimentarias depositadas durante el Pleistoceno, Holoceno superior en lo que actualmente es el Parque Nacional de Doñana, ubicado en el suroeste de la Península Ibérica; utilizando para ello, difracción de rayos X y microscopía electrónica. Ellos diferenciaron seis facies principales cortadas erosivamente por depósitos arenosos. Las características sedimentológicas de la facies FA-5 en cuanto a su granulometría, contenido fósil y estructura, permitieron interpretarlos como depósitos contrastantes dentro de la secuencia. Concluyen que el notable incremento de ilita en la facies FA-5, cuando se compara con los materiales sobre los que se deposita erosivamente, confirma junto a criterios sedimentológicos y paleontológicos, la identificación de varias capas de tsunamitas en la zona estudiada.

Grauert & Bondevik, (2001), reportan depósitos de tsunamis en el lago de Suðuroy, de la isla Faroe situado a 4 msnm. En la estratigrafía observan una erosión y un evento redeposicional. El material depositado de arena, contiene fragmentos de conchas marinas y foraminíferos. El tsunami tiene una edad de 7300-6400 A.P. Sugieren que dos olas

inundaron la cuenca, la primera fue más grande erosionando la totalidad de los sedimentos depositados previamente en la cuenca, la segunda ola causó una menor erosión del material depositado.

A pesar de los avances que hay, todavía es difícil distinguir entre los depósitos de tsunamis prehistóricos y los establecidos por otros eventos de inundación de alta energía, tales como las mareas de tormenta o huracanes, más en las zonas costeras tropicales donde la meteorización física y química es rápida. Pocos estudios muestran una amplia variedad de proxies que se deben utilizar para lograr distinguirlos (Kortekaas & Dawson 2007; Ramírez-Herrera et al., 2007).

### **III.2 Estudios en México**

En la actualidad en México no han ocurrido tsunamis tan destructivos como los de Chile 1960, Alaska 1964, Sumatra 2004, Japón 2011. Sin embargo, no podemos descartar la posibilidad de que tsunamis como estos puedan ocurrir, particularmente en la Fosa Mesoamericana continuarán ocurriendo, concentrándose la actividad generadora de tsunamis en la zona de convergencia de la Placa de Cocos con la Placa Norteamericana y del Caribe, afectando las costas de México. Sin embargo en México la investigación sobre paleo-sismos y sus paleo-tsunamis usando registros sedimentarios son pocos (Ramírez-Herrera et al., 2007; 2009; 2011; 2012; 2014; Rangel, 2011; Corona & Ramírez-Herrera 2012). En seguida se describen algunos trabajos realizados en la zona de subducción.

#### **Colima**

Para las costa de Colima en Cuyutlán, Corona & Ramírez-Herrera (2012), realizaron un trabajo enfocado a la caracterización del tsunami acontecido el 22 de junio de 1932. El origen de este tsunami es incierto y se plantean dos hipótesis, que sea un tsunami de origen sísmico o bien por deslizamiento submarino. A través de archivos históricos, entrevistas y mapeo de sistemas de información geográfica, identificaron componentes claves de la dinámica del tsunami: tiempo de arribo, dirección, superficie afectada y alturas máximas de olas en la costa, llegan a la conclusión que el tsunami se ajusta a un patrón de comportamiento característico de tsunamis generados por deslizamiento submarino.

Ramírez-Herrera et al., (2014), reportan dos depósitos de tsunamis en el estuario Palo Verde, Cuyutlán. El primer evento corresponde a un paleo-tsunami, que ocurrió alrededor de 1300 CE (1284-1389 CE), presenta un contacto basal abrupto, cantos rodados de 12 mm de diámetro dispersos en toda la unidad, muestra estructuras de flama indicando una licuefacción. Sin embargo, no presenta alta susceptibilidad magnética. El segundo evento está asociado con el terremoto de Mw 6.9 del 22 de Junio de 1932. Muestra un contacto basal abrupto, alta susceptibilidad magnética lo que indica una entrada de detritos, inclusión de intraclastos asociado con una alta energía. Geoquímicamente ambos eventos no muestran una clara evidencia de elementos indicadores de salinidad como Cl y S. La

relación de Ti/Rb refleja la ocurrencia de minerales pesados encontrados en depósitos de tsunamis, interpretado como evidencia de alta energía.

## **Guerrero**

Para este estado Núñez-Cornú et al., (2008), presentan un modelo computarizado sobre el sismo y tsunami del 28 de marzo de 1787 (evento “San Sixto”). Este sismo ocurrió en las costas del Pacífico Mexicano, el cual tuvo efectos devastadores en las costas de Guerrero y Oaxaca. La inundación alcanzó más de 6 km tierra adentro. Los resultados del modelo matemático sugieren olas con alturas entre 4 y 18 m como Acapulco y Corralero. Altura de al menos 2 m en Jimiltepec y Tehuantepec en la zona costera de Guerrero y Oaxaca.

El tsunami del 11 de Marzo del 2011, se originó en las costas del este de Japón depositando sedimentos a lo largo de la costa del suroeste de México hasta una distancia de 320 m de la playa. En esta región de México (Roy et al., 2012), realizaron una comparación sedimentológica, mineralógica y geoquímica de los sedimentos depositados por el tsunami y se compararon con los sedimentos antes del tsunami. Los sedimentos depositados por el tsunami consistieron de fracciones más gruesas > 54% de medio a grueso de arena, mayor abundancia y variación de minerales pesados junto con concentraciones más altas de bromo (Br) y sodio (Na), mientras que las arenas antes del tsunami son fracciones más finas >58% y menor concentración de Na y Bromo.

Singh et al., (1998), realizaron un análisis para determinar la causa del tsunamis del 16 de noviembre de 1925, ya que la causa de este tsunami permanece en controversia pues el sismo que ocurrió en la misma fecha con  $M_s = 7.0$  parece no ser su origen. El registro sismológico indica que éste ocurrió a 600 km de distancia de la zona afectada y con una diferencia de tiempo considerable. Lo cual no coincide con las características de la ola. Se consideran tres opciones aceptables para explicar su origen. (1) Un error en la magnitud reportada o un tipo de sismo particularmente lento, (2) El cálculo del epicentro pudo haber sido erróneo y su verdadera localización sea cercana a Zihuatanejo, (3) La ola reportada no está relacionada con el sismo, sino con un deslizamiento submarino o un fenómeno meteorológico. Concluyen que el tsunami puede ser originado por un deslizamiento.

Los estudios realizados en la laguna de Mitla, en la costa de Guerrero, sugieren cambios relativos del nivel del mar en el Holoceno tardío indicativo de un probable terremoto e inundación marina aproximadamente 3.400 AP. (Ramírez-Herrera et al., 2007). Estudios posteriores realizados en la misma zona de marismas corroboraron estos cambios ocurridos en el Holoceno tardío y discuten la probable respuesta cosísmica e intersísmica de la costa en la zona de subducción mexicana, así como las discrepancias que existen (Ramírez-Herrera 2009). En base a los resultados mencionados, se realizó una investigación utilizando un método multi-proxie, para discriminar entre las características de los

depósitos de tsunami y los de alta energía como tormentas. Confirman un probable terremoto acompañado de subsidencia de la costa y de un tsunami a los ca. 3400-3500 A.P. (Ramírez-Herrera et al., 2011).

Ramírez-Herrera et al., (2012), reportan dos depósitos de tsunamis en Ixtapa Zihuatanejo. El primer evento relacionado al tsunami de 1979, muestra una capa de arena de 2 cm, con valores bajos de susceptibilidad magnética (SM), segundo evento asociado al tsunami de 1985, presenta una unidad de arena de 8 cm, alta SM. Ambos eventos poseen un contacto basal abrupto, con restos de materia orgánica que indica flujo de alta energía relacionado a un evento de “over wash”, exhiben clastos de “rip up”. Geoquímicamente las dos unidades muestran bajo contenido orgánico, los aumentos de Sr, Ba y Ca indican una inundación marina, los aumentos de Zr indica la deposición de alta energía asociado con el Ti. Los cambios marcados en la entrada de detritos están indicados por los valores de la susceptibilidad magnética.

### **III.3 Estudios previos en la Laguna el Potosí**

Rangel, (2011), realizó un trabajo sobre Paleosismología e incursiones marinas en lagunas costeras tropicales en Guerrero. En la columna estratigráfica observa contactos basales abruptos entre unidades, que evidencian cambios rápidos de sedimentación, así como la presencia de una estructura de licuefacción producto de un sismo de  $M \geq 5.5$ . Estas evidencias sugieren dos eventos sísmicos. El primer evento pudo a ver ocurrido en 1905. Sin embargo, de acuerdo al catálogo de sismos históricos en México señala dos eventos registrados cercanos a esas fechas: 1907 en las costas de Guerrero (M. 8.3) y en 1911 en las costas de Michoacán (M. 7.9). Segundo evento de edad entre 25 a 32 años, asociado al terremotos de  $M_w = 8.1$ , ocurrido en las costas de Michoacán, el 19 de septiembre de 1985. Las unidades estratigráficas y los cambios paleo-ecológicos inferidos de las diatomeas, sugieren un cambio rápido de ambiente marino a terrestre que refleja un levantamiento cosísmico, que cambio el nivel de la costa.

Grisset, (2013), describe la estratigrafía de diversas trincheras realizadas en dos ambientes en barra de Potosí. Concluye que la unidad arenosa encontrada en el ambiente lagunar podría pertenecer al depósito del tsunami del 21 de septiembre de 1985, ya que la unidad presenta una base erosiva, disminución de espesor conforme se aleja de la línea de costa, restos de organismos que parecen haber sido fragmentados abruptamente, una de las evidencias geoquímicas más representativas es el aumento en las concentraciones de CaO que puede relacionarse con una aportación de origen marino. No se presentan diatomeas o foraminíferos. Ambiente costero sucesión de unidades arenosas, la unidad B clasificada como arena fina a media con una gradación normal, disminuye tierra adentro y mantiene una

continuidad lateral, no presenta estructuras primarias ni indicadores geoquímicos o micropaleontológicos, ante la falta de evidencias no se pudo determinar su origen.

### III.4 Tsunamis en México

La mayoría de los tsunamis de origen sísmico ocurridos en los últimos 100 años han tenido una magnitud entre 6.9 y 8.3. A continuación se mencionan registros de tsunamis más significativos en México tabla 1, según la obra Catálogo de Tsunamis (Maremotos) en la Costa Occidental de México de Antonio J. Sánchez Dévora y Salvador F. Farreras 1993.

Tabla 1. Sismos que han generado tsunamis en México

Fecha	Mw	Ubicación	Altura de Ola	Inundación
28 de Marzo de 1787	>8	Oaxaca, Guerrero y Michoacán	4 m	8 km
14 de Abril 1907	8.1	Guerrero	2m	300 m
7 de Junio de 1911	7.9	Michoacán	7.9	-
16 de Noviembre 1925	7.0	Zihuatanejo Guerrero	7-11 m	-
3 de Junio de 1932	8.2	Colima y Jalisco	3m	-
18 de Junio de 1932	7.8	Colima y Jalisco	10 m	-
22 de Junio de 1932	7.7	Colima y Jalisco	Más de 10 m	-
28 de Julio de 1957	7.9	Guerrero	-	-
19 de Septiembre de 1985	8.1	Michoacán	1.50 m	150-300m
9 de Octubre de 1995	8.0	Jalisco y Colima	4.5 m	-
21 de Enero del 2003	7.6	Colima	-	-

Los dos eventos más destructivos, con olas de alrededor de 10-11 m de altura, fueron generados posiblemente por deslizamientos submarinos. Estos son el del 16 de noviembre de 1925 en Zihuatanejo, Guerrero y el 22 de junio de 1932 en Cuyutlán, Colima. Los más recientes fueron los del 19 y 21 de septiembre de 1985, afectaron al puerto de Lázaro Cárdenas, con alturas máximas de 2.5 m (Farreras & Sánchez, 1987). Además del evento ocurrido el 9 de octubre de 1995, el cual afectó localidades costeras de Jalisco y Colima, con alturas máximas de 5 m (Borrero et al., 1997).

## IV. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

### IV.1 Ubicación Geográfica

La Laguna el Potosí, se encuentra en el municipio de Petatlán Guerrero en la región fisiográfica de la Costa Pacífica figura 1. Sus coordenadas son: latitud  $17^{\circ} 30' 24''$ ,  $17^{\circ} 31' 30''$ ,  $101^{\circ} 19' 38''$  y longitud  $101^{\circ} 20' 54''$ . El municipio se localiza a 94 metros sobre el nivel del mar, forma parte de la región Costa Grande.

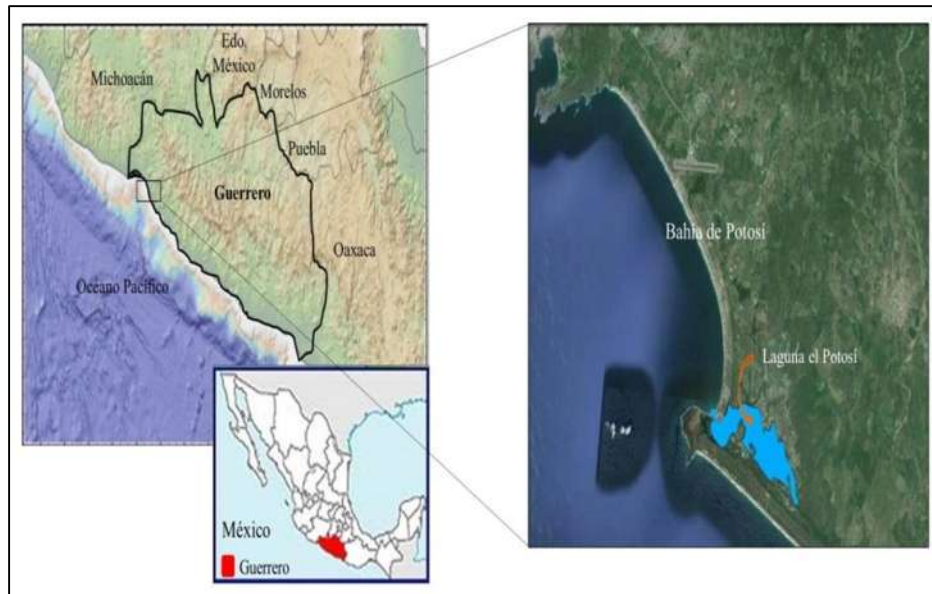


Figura 1. Mapa de localización de la, Laguna el Potosí.

**Fisiografía.** El estado de Guerrero, está dividido orográficamente en cuatro grandes unidades fisiográficas: I. Sierra de Taxco; II. Depresión del Balsas; III. Sierra Madre del Sur y IV. Costa Pacífica (Meza & López, 1997).

**Clima.** Los tipos de clima existentes en este municipio son subhúmedo, semicálido y subcálido; el primero se localiza hacia el norte con los límites de Coyuca de Catalán; el segundo se encuentra en el centro y el tercero en el centro y la costa. Las lluvias son en el período comprendido en los meses de junio a mediados de octubre, con precipitación pluvial promedio de 900 milímetros; hay lluvias además en el mes de noviembre y diciembre con una precipitación pluvial media de 1,100 milímetros.

**Hidrología.** Este municipio cuenta con recursos hidrológicos que benefician a los habitantes como son los ríos Coyuquilla, Petatlán, y San Jeronimito, además con arroyos como el Camotal, la Morena, el Camalote y Coyuca; existen también lagunas entre las que se encuentran, Santiago y Estero Valentín, Salina el Cuajo y la del Tular.

**Vegetación.** La cobertura y uso del terreno predomina la selva baja, el 35 % por bosque y el 16 % es agricultura, solo el 1.3% está constituido por manglares, con especies como mangle (*Rhizophora mangle*) y mangle salado (*Avicennia germinans*), mangle lobo (*Laguncularia recemosa*).

#### **IV. 1.1 Marco Geológico**

Las rocas que afloran en el área de estudio pertenecen al sub-terreno Zihuatanejo perteneciente al terreno Guerrero. Cuya base está representada por una alternancia de conglomerados y areniscas con fragmentos de granitos, gneis y metavolcánicas, definida como Conglomerado Posquelite de posible edad post-Jurásica, en función de una edad de  $147 \pm 2.3$  m.a. determinada por K/Ar en moscovita de un clasto de granito en el Conglomerado Posquelite, al que se le sobrepone en contacto tectónico la Formación Lagunillas y Zihuatanejo (SGM, 1999).

Formación Lagunillas. Aflora entre los poblados de Zihuatanejo y La Unión, está compuesta por una secuencia tipo flysch, constituida por lutita, limolita y areniscas interestratificadas, y menor abundancia de material volcánico. Su edad y relación estratigráfica con la Formación Camalotito no están definidas (Martini et al., 2010).

Formación Zihuatanejo. Secuencia vulcano sedimentaria sin metamorfismo, constituida por rocas sedimentarias volcanoclásticas con capas rojas, en las que se interestratifican calizas con fósiles del Albiano y rocas volcánicas de composición andesítico-basáltica. La litología de esta formación es la siguiente: sedimentos arcillosos, limolita, areniscas, conglomerados y brecha, aglomerado, brecha volcánica, toba y lava, caliza arcillosa y marga (Martini et al., 2010).

La laguna el Potosí se ubica a 20 km del poblado Petatlán en dirección noroeste, el cual se encuentra sobre el límite de la Pendiente Meridional de la Sierra Madre del Sur con la faja costera estrecha de Guerrero figura 2. Al noreste de Petatlán se encuentra el complejo Las Ollas descrito como un melánge tectónico, representado por un apilamiento de napas imbricadas convergencia el SW, constituidas por bloques exóticos de caliza, cuarcita, radiolarita, toba, basalto almohadillado, anfibolita, gabro y rocas ultramáficas serpentinizadas, en una matriz de rocas flyschoides y serpentina con una edad del Cretácico Inferior, para las rocas de este complejo se propone una relación de contacto por cabalgadura, con la sobreyacente sucesión no metamórfica de Zihuatanejo (Talavera-Mendoza, 2000).

La cubierta más reciente está representada por tres tipos de depósitos cuaternarios de los cuales corresponden a aluviones en los lechos de los arroyos, los lacustres; ocupando la zona de lagunas y litorales paralelos a la costa (SGM, 1999).

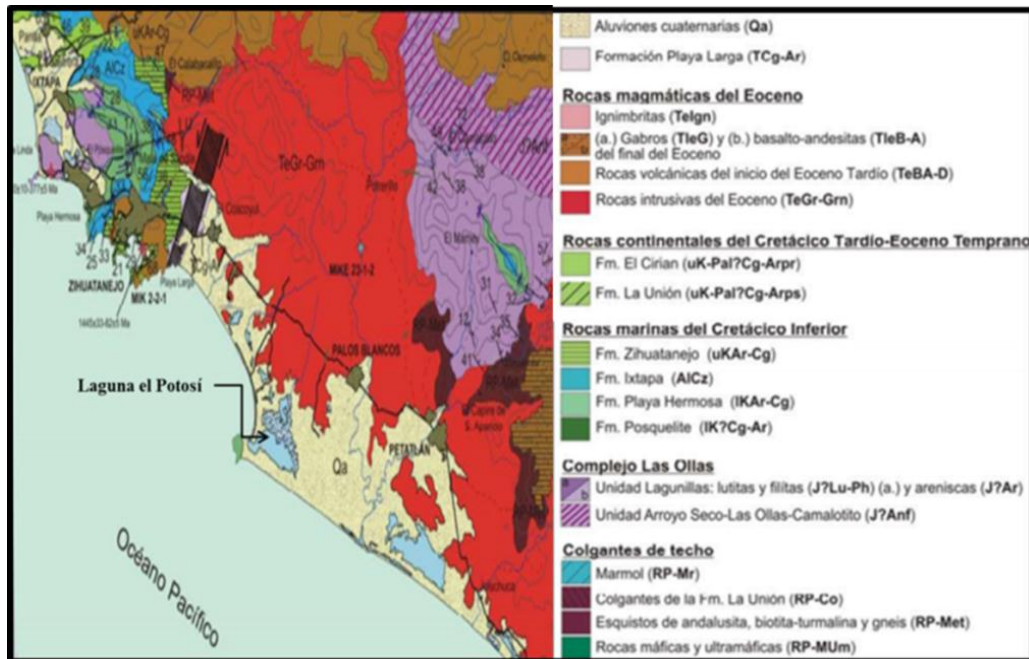


Figura 2. Geología de la zona de estudio, (Tomado de Martini 2008).

#### IV.I.2 Marco Tectónico

México se ubica en una de las regiones sísmicas más activas del mundo. Dentro del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico. En el sur de México la placa de Cocos y la de Rivera subducen a la placa Norteamericana en forma paralela a la línea de costa, penetra en una dirección N-NE. La convergencia de placas en la zona de subducción mexicana (ZSM), presentan tasas de velocidad que varía de 2.0 a 5.0 cm/año en el límite de las placas de Rivera-Norteamérica, y de 5.2 a 6.8 cm/año en el límite de placas Cocos-Norteamérica (DeMets et al., 1994).

Esta convergencia de placas produce un gran número de sismos que han generado tsunamis en México, siendo el área costera la de mayor sismicidad figura 3. El gran número de focos sísmicos se encuentran relacionados con la Trinchera Mesoamericana, ya que la zona de subsidencia de la Fosa Mesoamericana se localiza a 80 km de la costa occidental de los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas figura 3.

Los registros de la NGDC y el SSN, han registrado 70 sismos con magnitud  $\geq$  a (7), desde 1787 hasta 2010. El intervalo de recurrencia de los sismos es variable de acuerdo a cada región. Existen algunas regiones que han tenido una sismicidad recurrente. Por ejemplo, para el este de Oaxaca se tiene un periodo de recurrencia sísmica promedio de 34 años. En 1897 se registró un sismo de (7.4), en 1928 uno de (7.7) y en 1956 uno de (7.8). Para el centro de Oaxaca, el periodo de tiempo entre la ocurrencia de un sismo de magnitud mayor a (7), es de 54 años. En 1870 tuvo lugar un sismo al Oeste de Oaxaca, el periodo de recurrencia es posiblemente de 38 años. Nishenko & Singh (1987), estiman entre 30 y 75

años como el tiempo de repetición de sismos grandes para cualquier región en la zona de subsidencia mexicana. Los sismos en esta zona han generado tsunamis destructivos, con olas de alrededor de 2 a 10 m de altura.

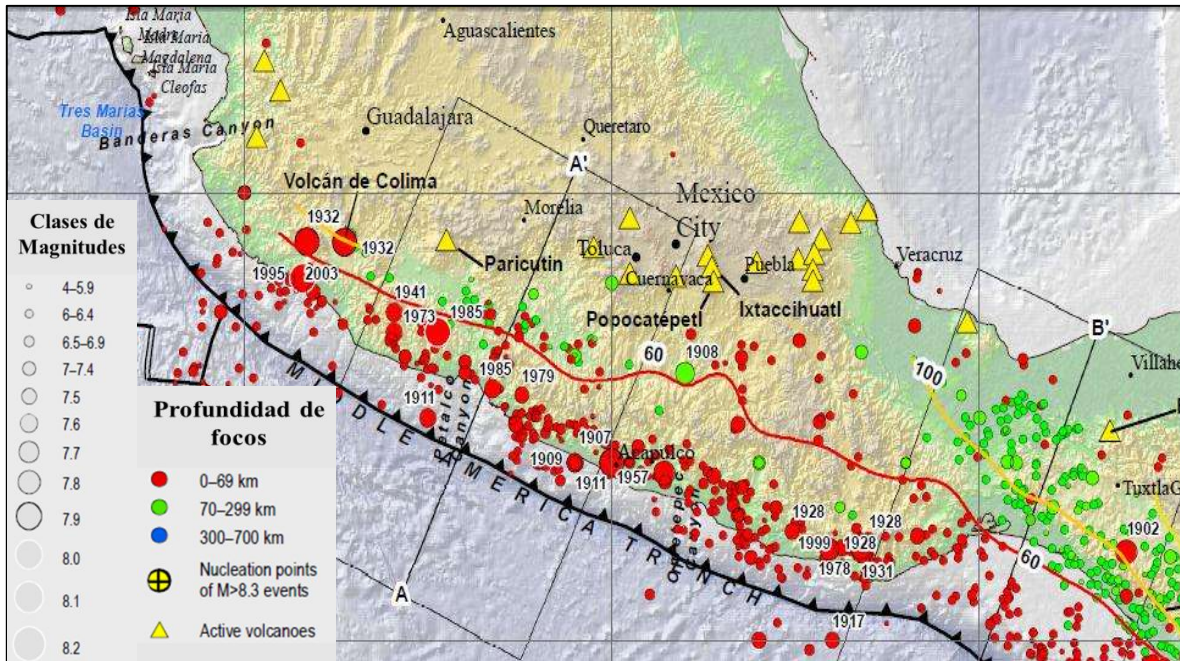


Figura 3. Sismos en México. Se indica el año de ocurrencia de los principales sismos.

Existe una zona en el estado de Guerrero que abarca desde Petatlán hasta el sur de Acapulco conocido como “Gap Guerrero” (también conocido como brecha sísmica de Guerrero) figura 4. En este segmento no se ha presentado sismos de magnitud mayor a 7.0. Singh & Suárez, (1986), sugieren que si se liberan esfuerzos y si se tiene una ruptura en este segmento se esperaría un sismo de Mw 8.1-8.4. Además si éste ocurriera en el mar, la probabilidad de un tsunami sería alta.

La brecha sísmica de Guerrero está subdividida en los segmentos noroeste y sureste (Suárez et al., 1990). El segmento noroeste aparentemente se rompió el 16 de diciembre de 1911, produciendo un sismo de (Ms 7.8), el segmento sureste se rompió el 28 de julio de 1957 y el 15 de abril de 1907 (Ortiz et al., 2000). Sin embargo el segmento noroeste de la brecha de Guerrero, entre Petatlán y Acapulco, sobresale como la región con mayor potencial sísmico, porque se sabe que esta región ha sufrido sismos destructivos pero no ha experimentado ninguno desde 1911 (Ramírez-Herrera et al., 2007, 2009, 2011). Por lo tanto la tensión sigue acumulándose y es posible que se pueda generar un gran terremoto. Este hecho enfatiza la importancia de estimar el tamaño y la localización de eventos futuros en la región (Nishenko & Singh 1987).

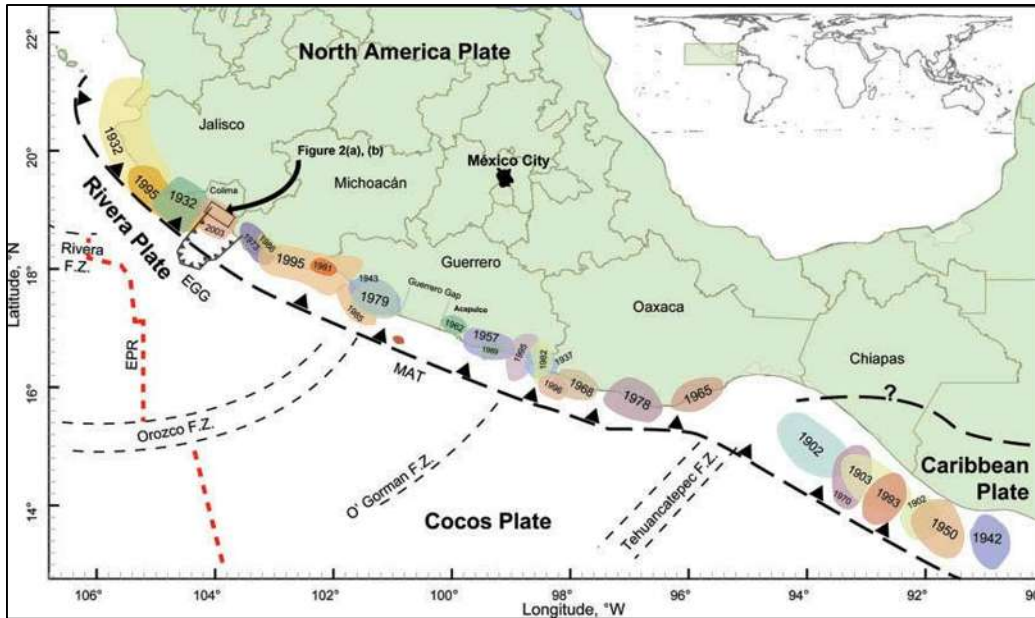


Figura 4. Configuración tectónica de la zona de estudio. Las áreas sombreadas simbolizan el área de ruptura correspondiente al año de ocurrencia del sismo. (Tomado de Ramírez-Herrera 2014).

#### IV.2 Caracterización geomorfológica

La zona costera, también llamado litoral, es la zona de transición entre los dominios señalados, influencia por los procesos hidrodinámicos lacustres y del mar que contiene singularidades topográficas como las playas, línea de costa, acantilados, las lagunas litorales y esteros entre otras estabilizándose hacia tierra hasta alcanzar el primer cambio topográfico importante arriba del nivel máximo.

La zona costera representa el área próxima a la costa, delimitada por zonas imprecisas dentro y fuera de la línea de costa (definido en base al nivel de la marea). El límite puede ser pocos cientos de metros tierra adentro desde un acantilado o varios kilómetros donde hay dunas de arena o a lo largo de estuarios, en el océano abarca un rango entre el borde continental y varios kilómetros hacia el mar.

La línea de costa es el límite entre el nivel más bajo de marea y el más alto del oleaje su principal modelador son las olas, generadas por lo general por el viento modificadas por tiempo y espacio por las corrientes que fluyen en todas direcciones, fracturando la roca y tornándola vulnerables (Davidson, 2010).

La distribución espacial de la zona costera y su hidrografía, forman el paisaje del área de estudio. La geomorfología del área de estudio está compuesta por una costa progresiva (Davidson, 2010). La topografía está compuesta por una serie de largos cordones litorales que constituyen antiguas líneas de costas, planicies que en el pleistoceno estuvieron

sumergidas y con las transgresiones marinas se sumergieron hace aproximadamente 5,000 años (Kjerfve, 1986).

La laguna Barra de Potosí se sitúa al suroeste de la zona y está constituida por depósitos continuos de sedimentos, ocasionados por la acción del oleaje dejando uno o más canales estrechos por donde fluye el agua del mar formando un sistema de una superficie de 4.5 km<sup>2</sup> que según (Kjerfve, 1986), denomino laguna costera de tipo cuña de acuerdo a su hidrología: consta con fuerte oleaje y deriva del litoral. Tanto los estuarios como las lagunas comparten: procesos de formación, características de mareas regímenes de salinidad, lo que las diferencia es su geomorfología, la primera depende de la mezcla de mareas y la segunda no necesariamente (Kjerfve, 1994).

En el área de estudio la barra abre en dirección del mar (sureste), a la Bahía de potosí originada por procesos tectónicos regionales (Ramírez et al., 2010), es flanqueada por una antigua isla que se unió a puntas de arena cuando el nivel de la marea se elevó y formo un tómbolo de composición granítica con una altura aproximada de 80 metros cuya base son cordones litorales, que se extienden en una larga línea costera sobre las cuales se desarrollan dunas activas, alimentadas por arena que proviene de la costa (Bird, 2008). La zona cuenta con algunos lomeríos bajos de roca granítica con elevaciones entre 100 y 120 metros, sobre uno de estos se localiza la zona antropizada donde se encuentra el aeropuerto Internacional de Ixtapa, Zihuatanejo.

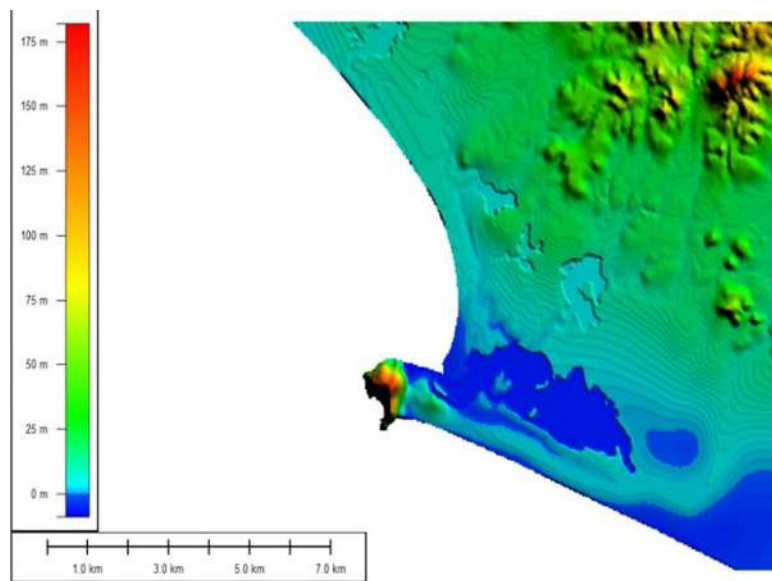


Figura 5. Ubicación Geográfica señalando la morfología de la zona de estudio.

## V. MATERIALES Y METODOS

### V.1 TRABAJO EN CAMPO

#### V.1.1 Obtención de las Muestras

Con el objetivo de estudiar los depósitos de tsunamis, el 3 de noviembre del 2013 se recolectaron cuatro núcleos (LBP-13-I, II, III y IV), de sedimentos en cuatro sitios de la Laguna el Potosí, figura 6. Se utilizaron tubos de PVC de 3" de 1.50 m que se introdujeron a presión y se sacaron con cuidado, posteriormente se eliminó cuidadosamente el agua remanente en las cimas de cada núcleo, subsiguientemente se sellaron con tapas de plásticos para evitar la pérdida de material facilitando así su manejo y transporte al laboratorio evitando la remoción de los sedimentos. Los núcleos fueron geoposicionados para obtener sus coordenadas y se rotularon con: fecha, cima, base, longitud, localidad, No. de núcleo y se les asignó una clave tabla 2.

Tabla 2. Datos registrados para cada uno de los núcleos.

Localidad. Laguna el Potosí, Petatlán Guerrero.					
Clave	Longitud	Distancia a la línea de costa	Fecha	Latitud	Longitud
LBP-13-I	75 cm	3.55 km	03/11/2013	243784.79	1939598.24
LBP-13-II	87.5 cm	1.76 km	03/11/2013	242376.15	1940213.15
LBP-13-III	96 cm	0.94 km	03/11/2013	241464.11	19404227.83
LBP-13-IV	95 cm	0.87 km	03/11/2013	241224.14	1940123.31

Los puntos de muestreo se seleccionaron bajo la modalidad "a criterio" basándonos en las características geomorfológicas del área de estudio así como las depresiones entre cordones litorales, evitando desembocadura de afluentes, zona de descarga de la laguna y zona de influencia antropogénica. El material colectado se transportó al Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (INICIT) en la ciudad de Morelia, y se preservaron en refrigeración a 4°C, hasta su análisis.



Figura 6. Mapa de localización de los dos sitios de muestreo.

## **V.2 TRABAJO EN LABORATORIO**

### **V.2.1 Descripción de los Núcleos**

Los núcleos obtenidos en la Laguna el Potosí, fueron divididos en dos partes con la finalidad de preservar una mitad como testigo y la otra para realizar diversos análisis. Como primer paso se procedió a cortar los tubos de PVC, posteriormente se introdujo en la ranura un hilo de pescar debidamente tensionado para realizar un corte transversal de base a cima, se separaron ambas partes del tubo de PVC, se limpió la superficie con una espátula de manera tal que no se mezclara el material de cada capa y se tomaron fotografías a cada 20 cm.

### **V.2.2 Descripción de la Estratigrafía**

Los sedimentos fueron descritos estratigráficamente con base en el color, textura, contenido de carbonatos (usando ácido clorhídrico [HCl]) y materia orgánica (usando peróxido de hidrogeno [H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>], cuyo grado de efervescencia proporcionó una visión generalizada de los niveles de interés para fechamientos). Se observaron las estructuras sedimentarias presentes asociadas a un tsunami, se marcó el contenido biológico (restos de caparzones calcáreos, raíces etc.).

### **V.2.3 Muestreo de los Núcleos**

Se colocó una cinta métrica en uno de los bordes del núcleo, para establecer los puntos de muestreo (a cada 10 cm y cambios importantes), posteriormente se utilizó una espátula fina las cuales se introdujeron dentro de los sedimentos profundizando hasta llegar al contacto con el tubo de PVC, para recolectar la mayor cantidad posible de sedimento. Se extrajo la espátula con sumo cuidado para no contaminar el material y se depositó la muestra en una bolsa de plástico debidamente rotulada (clave del núcleo y profundidad). Obteniendo un total de 32 ejemplares para los diferentes análisis realizados (geoquímicos, mineralógicos y biológicos). Adicionalmente para tener un control cronológico se tomaron 25 g de sedimento donde se visualizaba la presencia de carbón (obteniéndose dos muestras).

### **V.2.4 Control Cronológico <sup>14</sup>C**

Para este análisis fueron tomadas dos muestras de sedimentos para el núcleo LBP-13-I a una profundidad de 56 y 26 cm de aproximadamente 25 g. Las muestras fueron envueltas en papel aluminio y se enviaron al laboratorio Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratoty, Florida, EEUU, donde fueron fechadas mediante la técnica <sup>14</sup>C por espectrometría de masas por aceleración (AMS por sus siglas en ingles) en muestra total (Cohen, 2003). El método de <sup>14</sup>C AMS se basa en el conteo de átomos de <sup>14</sup>C y es ideal para fechar sedimentos con bajo contenido de materia orgánica, como es el caso de los

núcleos de sedimentos lacustres. Posteriormente las edades fueron calibradas a fechas calendáricas antes del presente (AP) mediante el programa computacional Calib 6.1.1 (Stuiver & Reimer, 1993), asignando una edad media a los alcances de  $2\sigma$ .

### **V.3. Muestreo con Fines Micropaleontológicos**

#### **V.3.1 Limpieza y Montaje del Material Recolectado Para Diatomeas**

Previo a la limpieza del material recolectado, se realizó una observación preliminar de las muestras diluidas en una gota de agua, para constatar la presencia de diatomeas, sin embargo no se observaron organismos presentes. Más sin embargo se procedió a la limpieza y montaje utilizando la técnica de Kelly descrita en (1998).

### **V.4 GEOQUÍMICA**

#### **V.4.1 Fluorescencia de Rayos X (FRX)**

Las muestras se pulverizaron utilizando un mortero de ágata, hasta obtener un material homogéneo para posteriormente enviarlas al Laboratorio de fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología de la UNAM. La determinación de las concentraciones en los óxidos de elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), se obtuvieron a través del método de Fluorescencia de Rayos X (FRX). Mediante un Espectrómetro marca Rigaku ZSX Primus II, previamente calibrado con muestras internacionales de referencia geoquímica, previo al análisis de elementos mayores. Los sedimentos pulverizados fueron secados a una temperatura de  $1000^\circ\text{C}$ , para poder calcular la pérdida por calcinación (P x C).

#### **V.4.2 Análisis de Contenido de Carbono**

Para determinar los contenidos de carbono en las muestras, se utilizó el Coulómetro (Marca: UIC, Modelo S014), cuyo principio de funcionamiento es por titulación de una solución, donde se ha absorbido  $\text{CO}_2$ , como producto de la calcinación del material analizado y por descomposición de los carbonatos de la muestra, al ser atacados por un ácido.

#### **V.4.3 Técnica Para Calcular el Porcentaje de Carbono Total**

Se realizó inicialmente, la calibración del coulómetro (Marca UIC, Modelo 5300), sin muestra en el horno para que el aparato determinara la cantidad de Carbono presente en el aire, posteriormente se mide la muestra estándar (0.020 g de carbonato de calcio) por duplicado, colocándose los estándares pesados de uno por uno, dentro del horno a una temperatura de  $900^\circ\text{C}$ , hasta su total calcinación y obtención de la lectura final del porcentaje de Carbono Total (Razo, 2007).

Para iniciar el análisis de las muestras, se pesó en una balanza analítica 0.020 g de sedimentos secos, molidos y homogeneizados. Una vez calibrado el aparato, se colocó una a una las muestras en charolas de cerámica, previamente esterilizadas y se procesaron en el horno, hasta visualizar la lectura del resultado final que fue registrado por una impresora conectada a la computadora central del coulómetro.

#### **V.4.4 Técnica Para Calcular el Porcentaje de Carbono Inorgánico (CIT)**

El aparato utilizado es un Módulo de Acidificación (Marca: IUC, Modelo CM5130), para su calibración se procedió de manera similar al proceso utilizado para determinar el nivel de Carbono Total; primero se realizó la lectura de una muestra para calibrar o un blanco (mezcla de agua y ácido) y posteriormente los dos estándares de  $\text{CaCO}_3$  (0.020g) (Razo, 2007). Las muestras se pesaron en una balanza analítica, tomando 0.020 g de sedimentos previamente secos, molidos y homogeneizados, se colocaron en un tubo de ensaye con agua destilada (aprox. 5ml).

#### **V.4.5 Cálculo del Porcentaje de Carbono Orgánico (COT)**

El contenido de carbono orgánico se obtuvo de la diferencia del carbono total y el carbono inorgánico.

### **V.5 MAGNETISMO**

#### **V.5.1 Análisis de Susceptibilidad Magnética ( $\chi$ )**

La susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) en un perfil sedimentario es una medida de la concentración de minerales magnéticos resultantes de la deposición de minerales detríticos de la cuenca (Thompson & Olfield, 1986; Blanchet et al., 2000). El análisis de la susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) se realizó a intervalos de 2 cm, con un susceptibilímetro marca Bartington Instruments modelo MS3 (Magnetic Susceptibility Meter), y un sensor MS2C de 0.565kHz con una resolución máxima de  $458 \times 10^{-6}$  CGS. En principio se calibró el sensor, posteriormente se introdujo el núcleo en el anillo y se deslizó a cada 2 cm (de cima a base), el resultado se desplegó en la computadora conectada al susceptibilímetro con el programa Bartsoft.

### **V.6 MINERALOGÍA**

#### **V.6.1 Análisis de Difracción de Rayos X (DFX)**

Es uno de los métodos más importante en los estudios realizados en el área de Ciencias de la Tierra, permite conocer las fases mineralógicas presentes en una muestra. Se realizó la preparación de las muestras mediante el método del polvo (consiste en triturar y pulverizar las muestras secas en un mortero de ágata hasta obtener un material homogéneo con tamaños de grano entre 10 y 40  $\mu\text{m}$ ), se pesaron 0.5 a 1 g de muestra y se colocó en tubos

capilares de paredes finas de vidrio o celofán y estos fueron introducidos en el difractor D5000, (marca Siemens, con espejo Göebel para muestras no planas, con cámara de alta temperatura de hasta 900°C y con un generador de rayos X. Desde el ordenador se controlaron las condiciones de medida obteniéndose así el difractograma y finalmente con el software EVA se identificaron las faces mineralógicas presentes en las muestras procesadas.

### **V.6.2 Espectroscopia de Infrarrojo (EIR)**

La finalidad de la aplicación de EIR es la determinación de los grupos funcionales que contienen un determinado mineral. Se procedió a la preparación de las muestras utilizando el método del polvo, que consiste en triturar y pulverizar en un mortero de ágata, hasta obtener un tamaño micrométrico (40µm). Posteriormente se pesaron  $3 \times 10^{-3}$  g de sedimento y se combina con  $3 \times 10^{-1}$  g de Bromuro de Potasio (KBr), cuyas bandas no interfieren con las de la muestra. Una vez mezclada la muestra, se coloca en un dado metálico y este se prensa con un compresor a una presión aproximada de 20 t, durante 1 minuto para formar una pastilla semitransparente. Una vez obtenida la pastilla, se saca del dado con cuidado y sin tocarla se coloca en el espectrómetro de infrarrojo marca Bruker, modelo Tensor 27 el cual grafica los picos presentes en la muestra analizada haciendo las correcciones para agua y CO<sub>2</sub> atmosférico. Ver Anexo I.

### **V.6.3 Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)**

Para este análisis los sedimentos se colocaron en un porta muestras cilíndrico de cobre de aproximadamente 15 mm de alto y 5 mm de diámetro, posteriormente fueron metalizadas por el técnico a cargo del MEB. Sus principales ventajas son que posee alta resolución, no requiere de mucha muestra para el análisis, esta es fácil de preparar y además de proporcionarnos información morfológica también se puede hacer microanálisis químico elemental.

## **VI. RESULTADOS**

## VI.1 ESTRATIGRAFÍA

El estudio sedimentológico y estratigráfico en los sistemas lacustres ayudan a entender los procesos climáticos a los que fueron sometidos, ya que son condicionados por las características ambientales de sus alrededores (Cohen, 2003). Dentro de los materiales que se depositan en las lagunas, podemos citar tres componentes principales: los sedimentos alogénicos, autigénicos y biogénicos. Los sedimentos alogénicos tienen un origen externo a la laguna, es decir proceden de los procesos geomorfológicos en la cuenca y son transportados por algún medio de transporte. Los sedimentos autigénicos son aquellos que precipitan a partir de una salmuera concentrada, que por saturación deposita los minerales conocidos como evaporitas. Por su parte, la fracción biogénica del sedimento deriva de la deposición de los materiales con origen biológico (Ostrácodos, Diatomeas, etc.) (Bradley, 1999). A partir de los tipos de materiales constituyentes del sedimento, se pueden determinar las características físicas químicas y biológicas del ambiente sedimentario.

Los depósitos sedimentarios sirven como referencia para entender los efectos de tsunamis actuales en las zonas costeras. Además las características geológicas de los depósitos de tsunami actuales en la estratigrafía costera sirven como identificación e interpretación de los tsunamis antiguos, con base a esto se describieron las características estratigráficas y sedimentológicas individualizadas, en las unidades sedimentarias de los cuatro núcleos obtenidos en la Laguna el Potosí con distancias variables desde la línea de costa tabla 2. Se podría pensar que las localizaciones de estas extracciones son lejanas a la llegada de un tsunami sin embargo nuestro objetivo es el de encontrar evidencias de grandes efectos regionales de un evento de esta naturaleza.

### VI.1.1 Núcleo LBP-13-I

Situado al sureste de la laguna, localización: 243784.79 E, 1939598 N UTM; 5 msnm, a una distancia de 3.55 km, con respecto a la línea de costa figura 7 A, el núcleo tiene una longitud de 75 cm figura 7 B. El perfil sedimentario está conformado por limos arcillosos, limo y arenas finas. Basado en el tipo de sedimentos presentes (ej. Textura, color) la columna litológica fue dividida en 2 unidades figura 7 C. A continuación se presenta la descripción de las unidades desde la base hasta la cima del núcleo.

**Unidad I** (75 - 35 cm), la parte basal del núcleo, contiene limo – arcilla, color negro verdoso (código 2.5y2.5/1). A los 68 cm se encuentran abundantes bivalvos, gasterópodos y restos de madera, esta unidad efervesce al contacto con peróxido ( $H_2O_2$ ), lo que indica un alto contenido de materia orgánica.

**Unidad II** (35 - 0 cm), sobreyace la unidad I y está compuesta por limos color café (código 24/5BG), se observa una estructura de licuefacción que va de 5 a 25 cm,

constituido por arenas finas color café amarillento (código 2.5y5/2), la licuefacción pudo ser originada por un evento sísmico  $\geq (6)$ , la cima está formada por limos color verde grisáceo (10Yr3/1), en el que se observa una línea negra como si fuera carbón, seguramente con enriquecimiento de materia orgánica. Se observa un contacto basal erosivo.

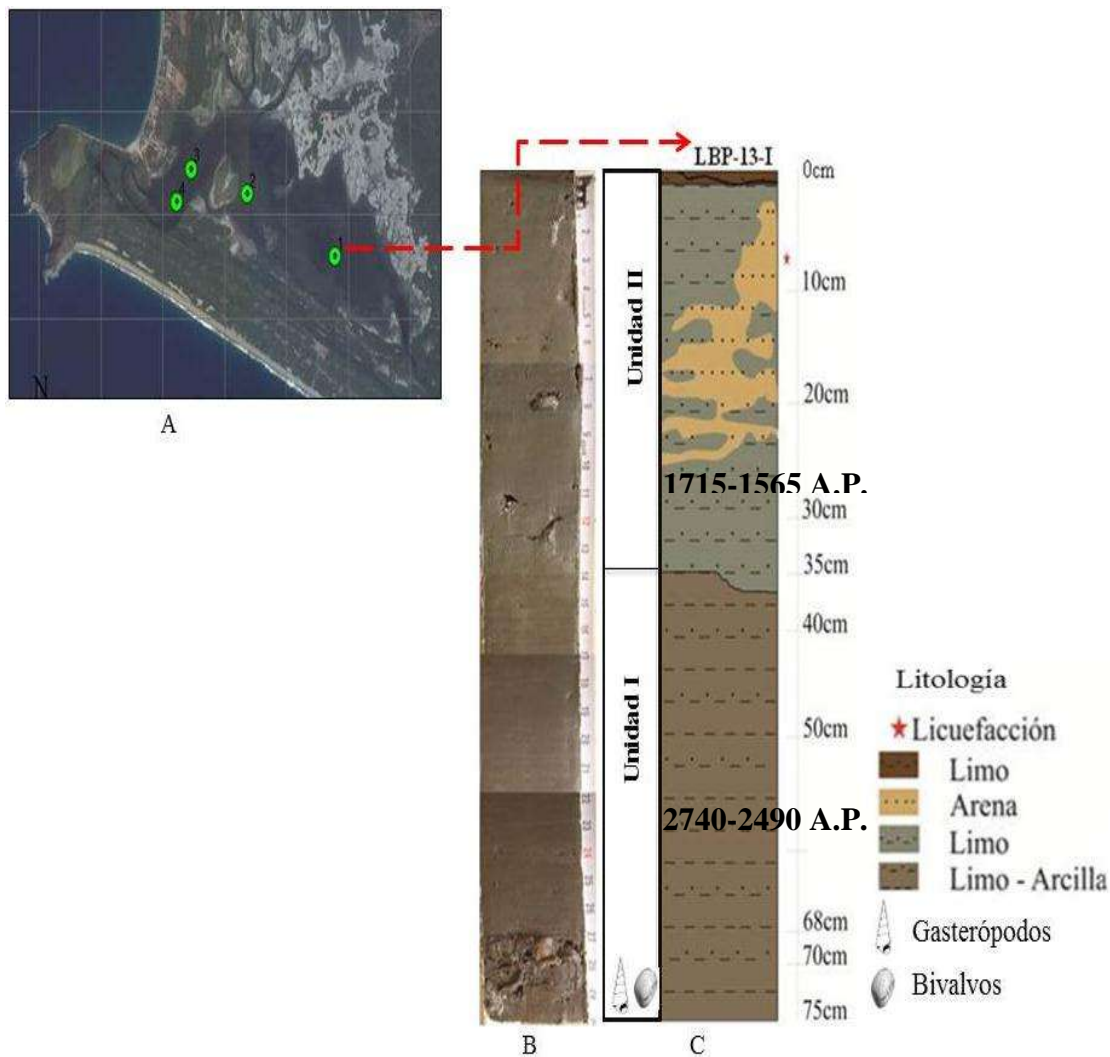


Figura 7. (A) Localización en la Laguna, (B) Fotografía del núcleo, (C) Columna estratigráfica del núcleo LBP-13-I.

### VI.1.2 Núcleo LBP-13-II

El núcleo LBP-13-II se encuentra ubicado al sureste de la Laguna a una distancia de 1.76 km con respecto a la línea de costa. Localización: 242376.15 E, 1940213.15 N UTM: 4 msnm figura 8 A. El núcleo tiene una longitud de 87.5 cm figura 8 B, en esta columna se observan III unidades figura 8 C.

**Unidad I** (87.5 - 85 cm), está constituida por arenas gruesas de color café amarillento (código 2.5y4/3). Los sedimentos de esta profundidad efervescen con el Peróxido, lo que indica alto contenido de materia orgánica. Contacto superior erosivo.

**Unidad II** (85 - 20 cm), sobreyaciendo a la unidad I compuesto por arena media de color grisáceo muy obscuro (código 2.5y2.5/1), se observa una bioturbación a la profundidad de 20 a 87.5 cm de arcilla color grisáceo obscuro (código 2.5y2.3/2). Con un contacto basal abrupto.

**Unidad III** (20 - 0 cm), sobreyaciendo a la unidad II, compuesta por arenas medianas de color café olivo obscuro (código 2.5y5/2), con una intercalación de arcilla color grisáceo muy obscuro (código 2.5y3/2), ubicado a los 10 cm de profundidad.

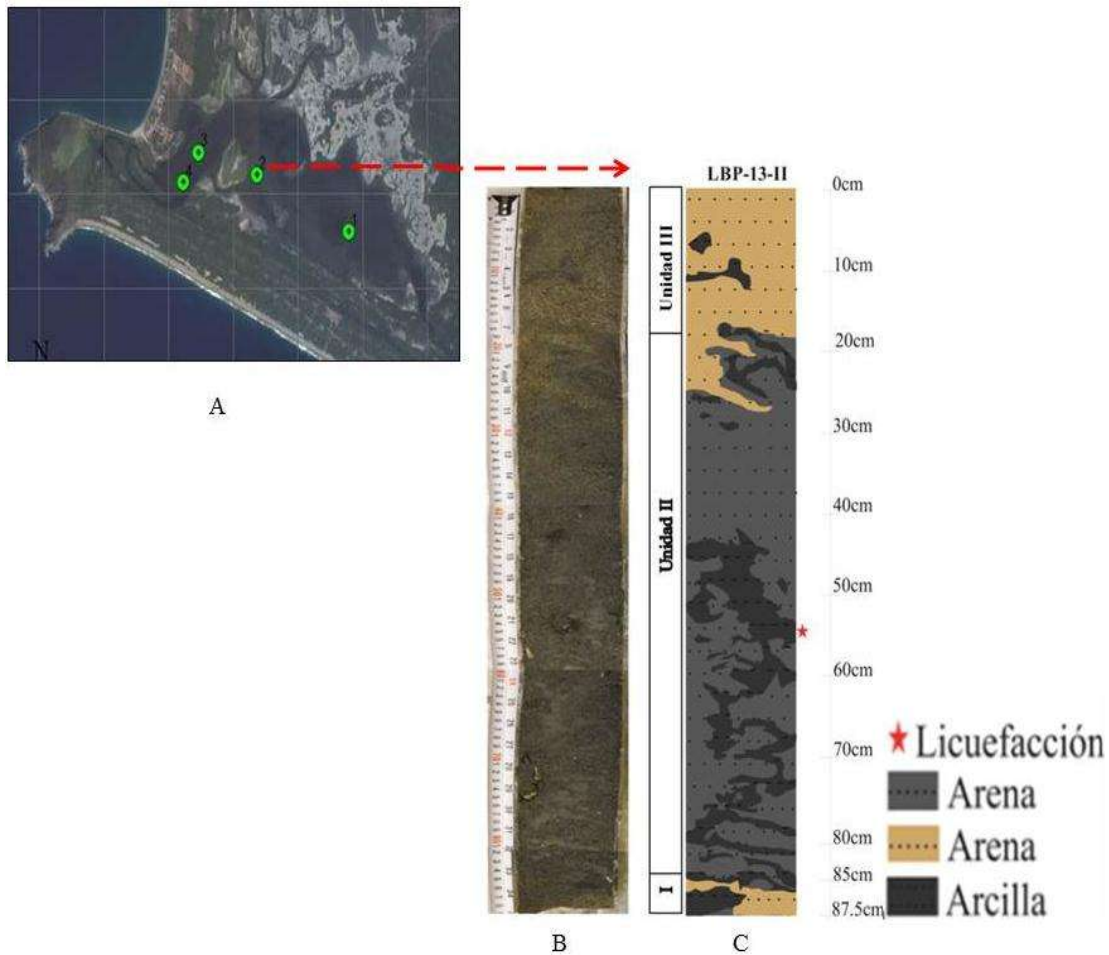


Figura 8. (A) Localización en la Laguna, (B) Fotografía del núcleo, (C) Columna estratigráfica del núcleo LBP-13-II.

### VI.1.3 Núcleo LBP-13-III

El núcleo LBP-13-III se encuentra ubicado al suroeste de la Laguna a una distancia de 0.94 km con respecto a la línea de costa. Localización: 24146.11 E, 1940427.83 N UTM: 3 msnm figura 9 A. El núcleo cuenta con una profundidad de 93 cm figura 9, en esta columna se observan 4 unidades diferentes de base a cima figura 9 C.

**Unidad I** (93 - 63 cm), compuesta de limo arcilla color café obscuro (código 5y2.5/1), presenta lentes de arena café claro (código 5y2.5/1), en esta unidad se encontró un alto contenido de materia orgánica.

**Unidad II** (63 - 35 cm), sobreyace a la unidad I constituida por limos color café claro (código 5y2.5/1), se observa una abundancia de bivalvos, gasterópodos quebrados distribuidos de una forma caótica con un espesor de 25 cm. Presenta un contacto basal abrupto.

**Unidad III** (35 - 5 cm), sobreyace la unidad II y se compone de arenas de color café claro (código 5y2.5/1), nuevamente se observa una gran cantidad de bivalvos pero mucho más grandes e íntegros que en la unida II, con un espesor de 30 cm. Presenta un contacto basal transicional. Los moluscos observados en la unidad II y III se consideran como undepósito de restos de bivalvos y gasterópodos utilizados comercialmente por los habitantes de la comunidad.

**Unidad IV.** (5 – 0 cm), conforma la parte superficial de la secuencia constituida de limo color café obscuro (código 5y3/2). Con un contacto basal transicional.

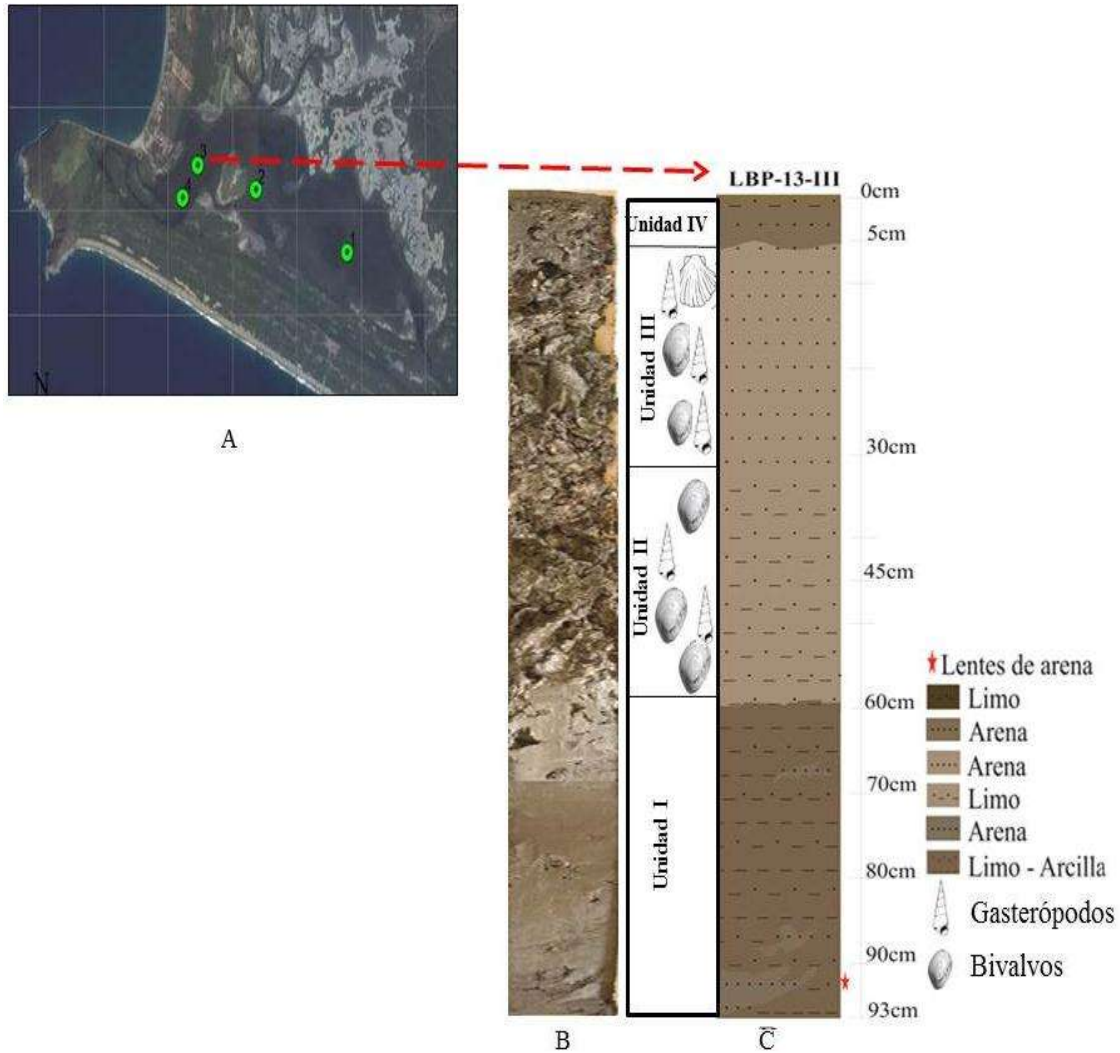


Figura 9. (A) Localización en la Laguna, (B) Fotografía del núcleo, (C) Columna estratigráfica del núcleo LBP-13-III.

#### VI.1.4 Núcleo LBP-13-IV

Por último la extracción del núcleo LBP-13-IV, ubicado al suroeste de la laguna, a una distancia de 0.87 km con respecto a la línea de costa, localización: 241224.14 E, 1940123.31 N UTM: 3 msnm figura 10 A. Tiene una profundidad de 93 cm figura 10 B, en esta columna está representada por una sola unidad figura 10 C.

**Unidad I** (93 cm), constituida de arenas finas color grisáceo oscuro (código 2.5y2.5/1), se observa una bioturbación de arcilla color grisáceo muy oscuro, a la altura de 5 a 20 cm de profundidad. Contacto superior abrupto.

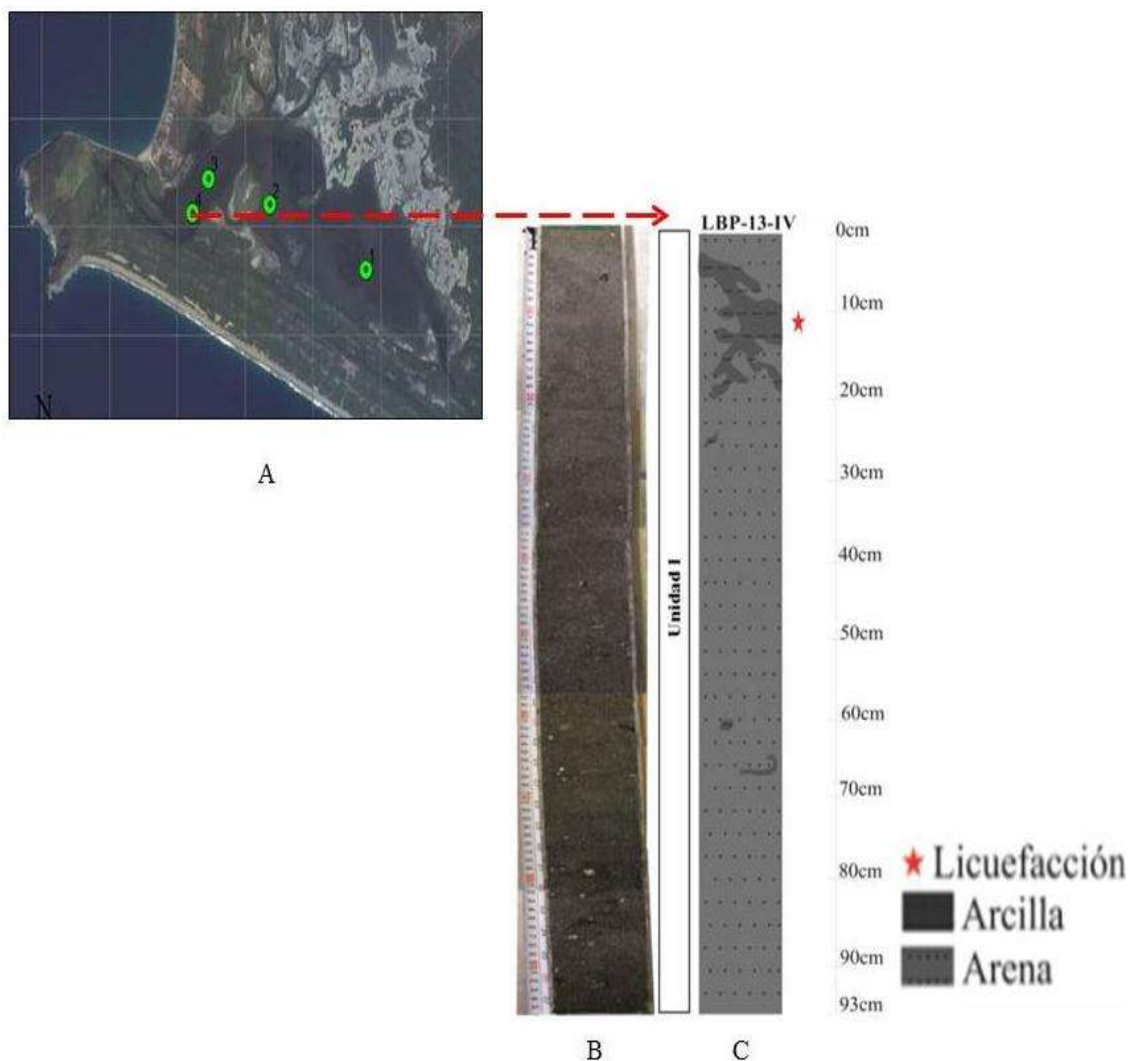


Figura 10. (A) Localización en la Laguna, (B) Fotografía del núcleo, (C) Columna estratigráfica del núcleo LBP-13-IV.

## VI.2 CRONOLOGÍA

El control cronológico ha sido establecido a partir de dos fechamientos por  $^{14}\text{C}$  AMS, a lo largo de los 75 cm del núcleo LBP-13-I. En la tabla 3, se muestran los valores obtenidos en edad absoluta de  $^{14}\text{C}$  y su calibración para el punto medio del intervalo de probabilidad de  $2\sigma$  (95.5 %) en años calibrados antes del presente.

Tabla 3. Resultados de los fechamientos por  $^{14}\text{C}$  del núcleo LBP-13-I

Clave de Laboratorio	Profundidad	Tipo de Muestra	Edad Radiocarbono (años AP)	Edad Calibrada (Años AP)
LBP-13-I	26 cm	Sedimento Orgánico	$1740 \pm 30$	1715 - 1565
LBP-13-I	56 cm	Sedimento Orgánico	$2510 \pm 30$	2740 - 2490

## VI.3 GEOQUÍMICA

### VI.3.1 Fluorescencia de Rayos X

Los resultados de FRX, una vez analizados se diferenciaron los elementos de acuerdo a dos grupos, el primer grupo conformado por SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>, y K<sub>2</sub>O, considerados como aporte alóctonos sin embargo el Ti no participa en procesos diagénéticos por lo tanto es un proxie directamente de aporte clástico (Roy et al., 2012). El Sílice es el elemento más abundante en todo tipo de rocas y sedimentos por lo que no es un buen indicador de eventos climáticos por tal motivo se separó este elemento de mayor concentración para conocer mejor el comportamiento de los elementos restantes para cada uno de los núcleos. El segundo grupo compuesto por Na<sub>2</sub>O, MgO, MnO, CaO se asocia con minerales autigénicos o biogénicos, en la laguna ya que estos elementos precipitan junto al carbonato (Cohen, 2003). El P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> se omitió porque cierta cantidad de fosfatos se encuentran dentro de los sedimentos lagunares, ya que esta fase mineral es propia de aguas restringidas en ambientes costeros (Márquez, 2007).

### VI.3.2 Núcleo LBP-13-I

A continuación se presentan los resultados obtenidos por Fluorescencia de Rayos X, de los elementos mayores de mayor a menor concentración de las siete muestras correspondientes a dicho núcleo tabla 4.

Tabla 4. Tabla de datos de elementos mayores por FRX del núcleo LBP-13-I.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	MgO	CaO	MnO
LBP-13-I	%	%	%	%	%	%	%	%	%
10 cm	58.221	16.692	7.214	2.507	0.903	2.984	2.415	2.204	0.094
20 cm	55.04	17.679	7.292	2.4	0.896	3.565	2.617	1.994	0.088
30 cm	55.521	17.326	7.044	2.465	0.871	3.896	2.658	2.119	0.078
35 cm	52.731	18.896	7.983	2.301	0.902	3.66	2.562	1.727	0.088
40 cm	50.623	20.001	7.33	2.064	1.016	3.112	2.092	1.445	0.122
50 cm	50.099	19.14	8.861	1.973	0.941	1.523	2.219	1.523	0.096
70 cm	43.381	17.911	7.927	1.831	0.89	3.677	2.337	3.438	0.161

En la figura 11, muestra los resultados del Si<sub>2</sub>O con valores de (43.3 a 58.2 %), presentando la concentración mínima a 70 cm de profundidad aumenta hacia la cima alcanzando un valor de 58.8 % a los 10 cm de profundidad.

El contenido del Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, es de (16.6 a 20.0 %), el valor máximo se localiza a 40 cm y el minino a 10 cm de profundidad. El Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> (7.0 a 8.8 %), también es uno de los elementos significativos presentando el valor máximo a 50 cm y el mínimo a 30 cm de altura, mientras que el K<sub>2</sub>O (1.8 a 2.5 %), muestra concentraciones mínimas a 70 cm y un

incremento hacia la cima alcanza concentraciones de 2.5 % a 10 cm. El  $\text{TiO}_2$  (0.8 a 1.0 %), permanece con ligeras variaciones con respecto a los demás óxidos, exhibiendo el valor máximo a 40 cm. Esto nos puede sugerir aporte de terrígenos y su ambiente de depósito.

El comportamiento de los elementos asociados a la precipitación química de sedimentos autigénicos y/o biogénicos demuestra que predomina el  $\text{Na}_2\text{O}$  ya que presenta mayor concentración de (1.5 a 3.8 %), con porcentajes máximos a 70 y 30 cm de profundidad, seguido por el  $\text{MgO}$  con concentraciones de (2.0 a 2.6 %), presentando la mayor concentración a 30 cm y menor concentración a 40 cm. El  $\text{CaO}$  (1.4 a 3.4 %), muestra una concentración máxima a 70 cm. De 50 a 10 cm de profundidad aumenta ligeramente con variaciones que van de 1.1 a 2.2 %. El  $\text{MnO}$  (0.07 a 0.16 %) la mayor concentración se observa a 70 cm y la mínima a 30 cm.

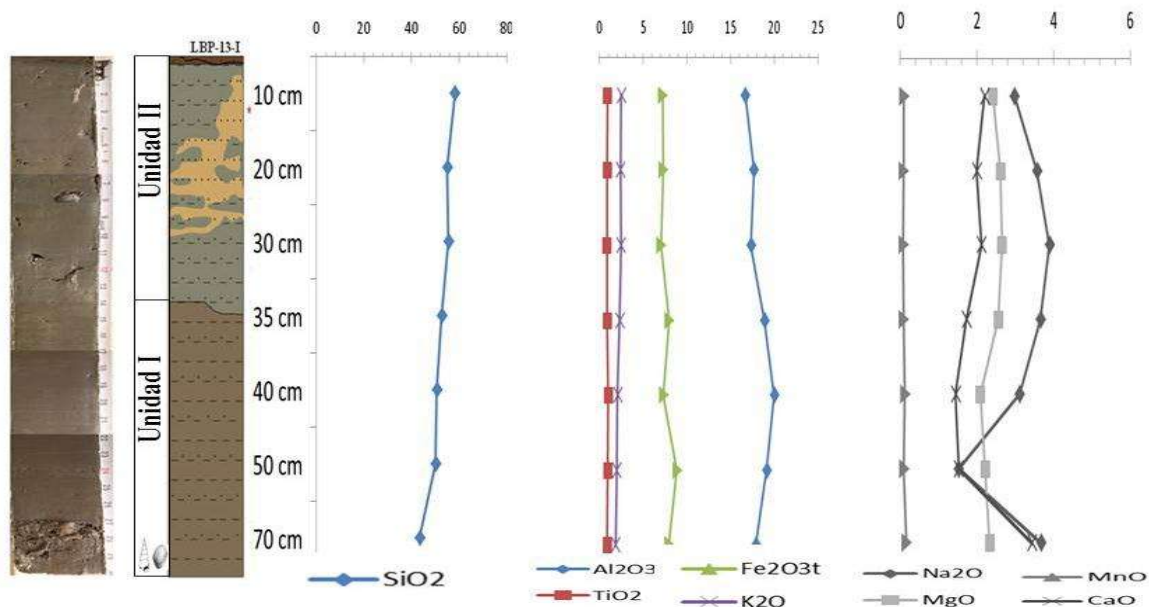


Figura 11. Variación de la concentración de los óxidos de elementos mayores (en %) a lo largo de la columna estratigráfica de la LBP-13-I, determinadas mediante FRX.

### VI.3.3 Núcleo LBP-13-II

La tabla 5, se muestran los resultados obtenidos para el núcleo LBP-13-II, de las nueve muestras a lo largo del núcleo. El elemento de mayor abundancia es el  $\text{SiO}_2$  con un porcentaje que va de (73.6 a 77.0 %), presentando la menor concentración a 85 cm de profundidad aumentando hacia la cima con un valor máximo de (77.0 %) a 20 cm de altura.

En la figura 12 se observa que el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (10.7 a 12.0 %), presenta el valor máximo a 85 cm y el mínimo a 20 cm, el  $\text{Fe}_2\text{O}_3t$  exhibe concentraciones de (2.2 a 2.9 %), el valor máximo se encuentra a 60 cm mientras que el mínimo se localiza a 20 cm tabla 5.

Mientras que el  $\text{TiO}_2$  (0.3 a 0.4 %) y  $\text{K}_2\text{O}$  (2.7 a 2.8 %), presentan un comportamiento similar en las cuales no se observan variaciones significativas.

Los óxidos asociados a la precipitación química para este núcleo se observa mayor abundancia para el  $\text{Na}_2\text{O}$ , mostrando una máxima concentración a 80 cm el resto de la columna presenta un rango de 2.5 a 2.6 %, seguido por el  $\text{CaO}$  (1.8 a 2.3 %), mostrando un claro aumento a 30 cm el mínimo a 60 cm de profundidad, el  $\text{MgO}$  (0.8 a 1.1 %), se observa que hay aumentos de  $\text{MgO}$  que tiene un rango de 1.0 a 1.1 % a 85, 80, 70 y 60 cm de profundidad. El  $\text{MnO}$  (0.04 a 0.07) no presenta cambios importantes.

Tabla 5. Tabla de datos de elementos mayores por FRX del núcleo LBP-13-II

Muestra	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{TiO}_2$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{MnO}$
LBP-13-II	%	%	%	%	%	%	%	%	%
10 cm	76.11	11.025	2.455	2.78	0.363	2.667	1.981	0.911	0.043
20 cm	77.075	10.784	2.219	2.781	0.351	2.618	1.978	0.843	0.041
30 cm	75.496	11.047	2.572	2.832	0.422	2.578	2.38	0.935	0.073
40 cm	75.307	11.33	2.577	2.773	0.376	2.656	2.029	1.054	0.044
50 cm	75.663	11.218	2.548	2.779	0.384	2.668	1.996	0.975	0.044
60 cm	74.206	11.324	2.955	2.81	0.419	2.62	1.867	1.119	0.076
70 cm	74.828	11.128	2.731	2.851	0.401	2.613	2.005	1.009	0.076
80 cm	74.874	11.319	2.771	2.733	0.39	2.721	2.024	1.086	0.045
85 cm	73.655	12.098	2.8	2.774	0.395	2.605	1.91	1.05	0.075

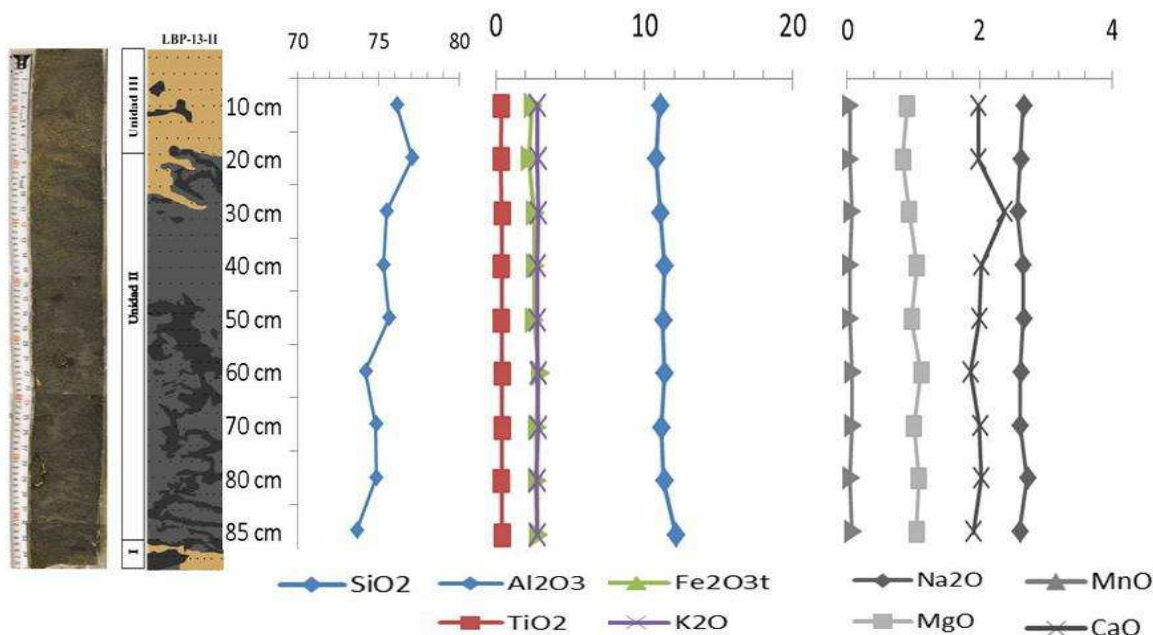


Figura 12. Variación de la concentración de los óxidos de elementos mayores (en %) a lo largo de la columna estratigráfica de la LBP-13-I, determinadas mediante FRX.

### VI.3.4 Núcleo LBP-13-III

La tabla 6 muestra, los resultados de las siete muestras obtenidos para el núcleo LBP-13-III mediante FRX.

Tabla 6. Tabla de datos de elementos mayores por FRX del núcleo LBP-13-III

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	MnO
LBP-13-III	%	%	%	%	%	%	%	%	%
5 cm	67.612	11.208	2.81	2.753	0.521	2.869	6.107	1.041	0.082
30 cm	30.703	6.762	2.671	1.313	0.402	2.645	27.863	1.262	0.078
45 cm	56.061	13.104	5.63	2.287	0.767	3.203	7.871	1.629	0.114
60 cm	57.343	14.969	6.654	2.328	0.833	3.166	3.822	1.807	0.127
70 cm	60.222	14.737	6.151	2.363	0.878	3.047	2.747	1.65	0.12
80 cm	59.013	14.75	6.211	2.365	0.825	3.126	3.145	1.796	0.115
90 cm	64.31	13.964	5.448	2.393	0.814	2.881	2.478	1.64	0.11

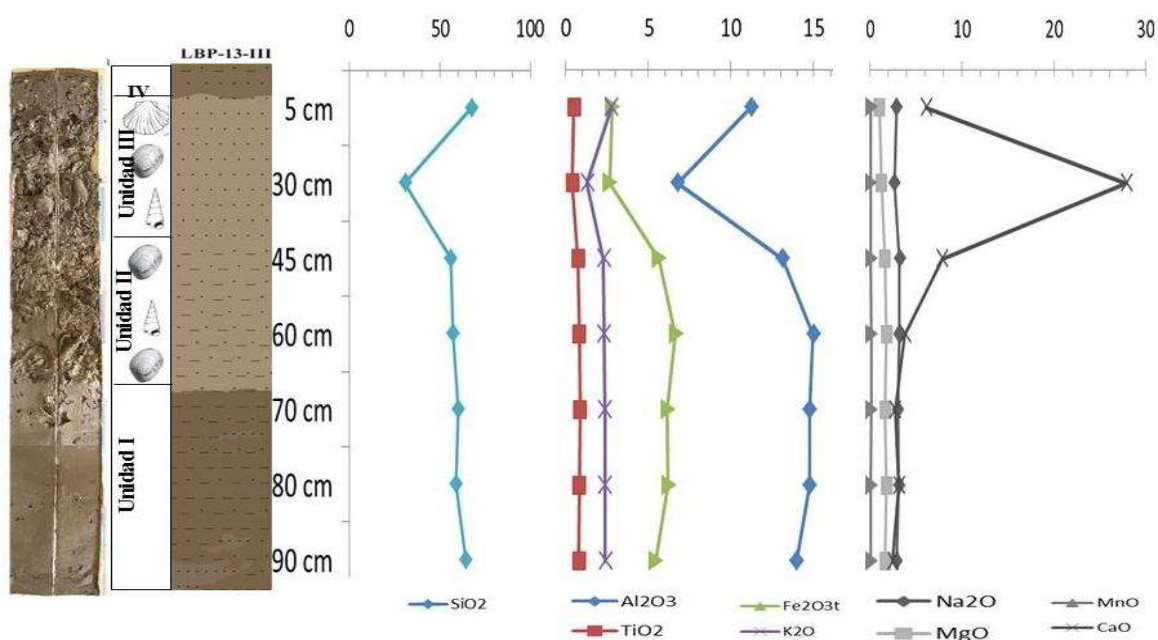


Figura 13. Variación de la concentración de los óxidos de elementos mayores (en %) a lo largo de la columna estratigráfica de la LBP-13-I, determinadas mediante FRX.

En la figura 13, se observa que los elementos como SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> presentan valores constantes de 90 a 45 cm de profundidad, las concentraciones disminuyen drásticamente a los 30 cm de profundidad y muestran un aumento nuevamente a los 5 cm.

El elemento del CaO presenta concentraciones con un rango de (2.4 a 27 %), el mayor porcentaje se ubica a 30 cm de profundidad mientras que el valor más bajo se localiza a 90 cm, el Na<sub>2</sub>O exhibe porcentajes que van de (2.6 a 3.1 %), el valor máximo se sitúa a 45 cm y el porcentaje mínimo se localiza a 30 cm de profundidad, el MgO muestra porcentajes de

(1.0 a 1.8 %) el valor máximo se localiza a 60 cm y el mínimo a 5 cm de altura. El MnO (0.07 a 0.12) no se observa cambios eminentes.

### VI.3.5 Núcleo LBP-13-IV

Enseguida se muestran los resultados de las nueve muestras obtenidas para el núcleo LBP-13-IV mediante FRX tabla 7.

Tabla 7. Tabla de datos de elementos mayores por FRX del núcleo LBP-13-IV.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	TiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	CaO	MgO	MnO
LBP-13-IV	%	%	%	%	%	%	%	%	%
10 cm	76.613	11.12	3.271	1.573	0.243	2.728	2.041	0.652	0.055
20 cm	76.511	11.173	3.291	1.562	0.245	2.859	2.011	0.658	0.056
30 cm	76.511	11.15	3.268	1.645	0.251	2.716	2.162	0.674	0.056
40 cm	75.863	11.248	3.203	1.698	0.265	2.763	2.013	0.727	0.058
50 cm	75.863	11.132	3.214	1.622	0.26	2.673	1.972	0.677	0.057
60 cm	75.152	11.142	3.213	1.641	0.247	2.678	2.825	0.693	0.057
70 cm	76.321	11.037	3.226	1.681	0.257	2.799	2.115	0.726	0.054
80 cm	76.299	11.109	3.278	1.623	0.249	2.759	2.178	0.678	0.056
90 cm	75.673	11.159	3.242	1.637	0.255	3.044	2.153	0.767	0.057

El sílice es el elemento con mayor concentración en comparación con el resto de elementos mayores con concentraciones que van de (75.1 a 76.6 %), la concentración mínima se presenta a 60 cm y la máxima a 10 cm de profundidad figura 14.

Los elementos como el Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11.0 a 11.2%), K<sub>2</sub>O (3.2%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub> (1.5 a 1.6%), TiO<sub>2</sub> (0.2 %), no presentan grandes cambios mantienen rangos constantes. El Na<sub>2</sub>O presenta la mayor concentración con valores de (2.6 y 3.0 %), la concentración máxima se presenta a 90 cm y la mínima a 60 y 50 cm de profundidad, seguido del CaO con porcentajes de (1.9 a 2.8 %) la concentración máxima se ubica a 60 cm y la mínima a 50 cm de profundidad, el MgO (0.6 – 0.7%), MnO (0.055 a 0.058 %) no presentan grandes cambios mantienen valores constantes figura 14.

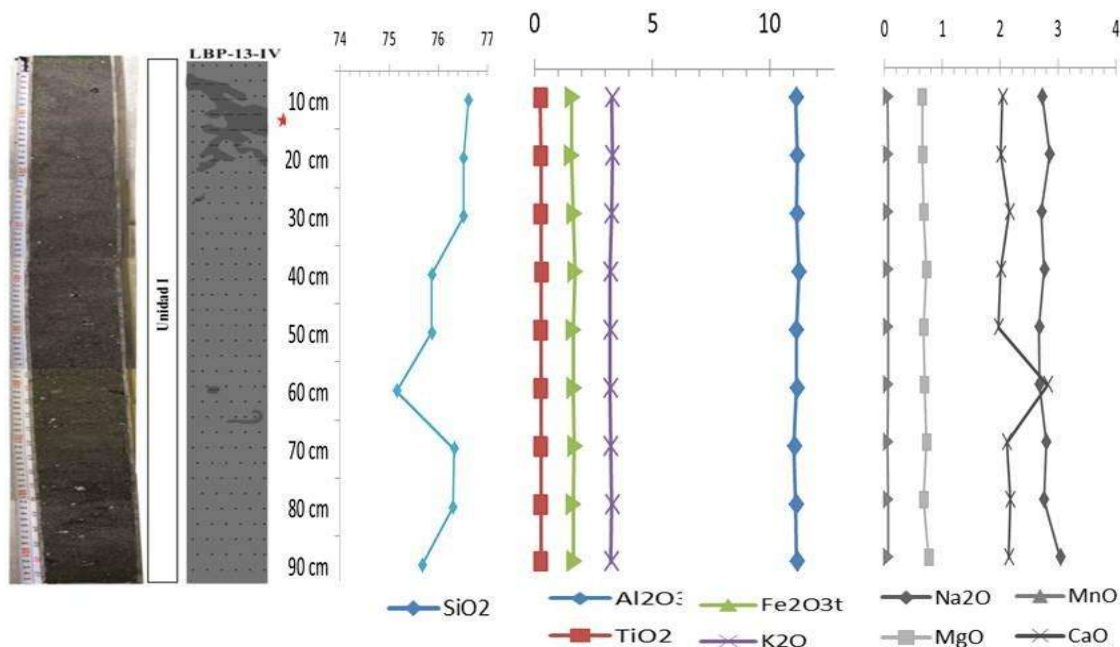


Figura 14. Variación de la concentración de los óxidos de elementos mayores (en %) a lo largo de la columna estratigráfica de la LBP-13-I, determinadas mediante FRX.

#### VI.4 Contenido de Carbono Orgánico e Inorgánico

Se obtuvieron las concentraciones de Carbono Total (CT), Carbono Inorgánico Total (CIT) y Carbono orgánico Total (COT) para los cuatro núcleos que fueron sometidas al análisis en el coulómetro y los datos se presentan en las siguientes figuras.

##### VI.4.1 Núcleo: LBP-13-I

El contenido de Carbono Orgánico Total (COT), refleja la productividad orgánica en los medios lacustres (Last & Smol, 2001), y en la laguna del Potosí presenta variaciones a lo largo de la columna sedimentaria, exhibiendo concentraciones de COT entre (0.38 a 3.38 %), los valores más bajos se presentan en la parte superior de la unidad II a 20 cm compuesto por limos con un porcentaje de (0.38 %). La máxima concentración se presenta en la parte inferior de la unidad I compuesto por limo-arcilla a 70 cm de profundidad con un porcentaje de (3.38 %), a esta altura se encuentra la mayor parte de la productividad así como la abundancia de bivalvos y gasterópodos en correspondencia con el alto porcentaje de CIT figura 15.

El CIT, exhibe concentraciones de (0.2 %), siendo el valor más bajo de la columna localizado en la unidad II representado por sedimentos de limos a 35 a 30 cm, el valor máximo se da en sedimentos de limo-arcilla a 70 cm de profundidad de (0.7 %) ubicado en la unidad I, donde el carbono inorgánico es aportado por los organismos de cubierta calcárea y clastos de carbonatos, sugiriendo concentración química en el cuerpo de agua figura 15.

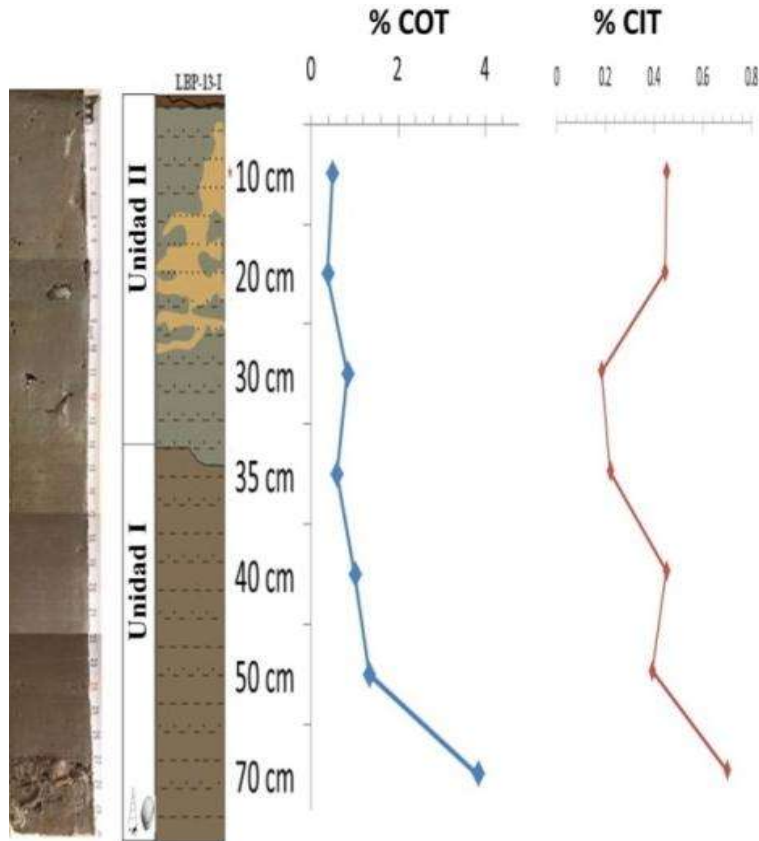


Figura 15. Relación entre el porcentaje de Carbono orgánico Total (COT); Carbono inorgánico Total (CIT) y la profundidad en la columna estratigráfica del núcleo LBP-13-I.

#### VI.4.2 Núcleo: LBP-13-II

El porcentaje del carbono orgánico, presenta valores de (0.07- 0.61 %). A 80 cm de profundidad presenta el valor más bajo a lo largo de la columna (0.07 %). De 70 a 50 cm presenta un rango de (0.12 - 0.17 %), alcanza un valor máximo a 10 cm de profundidad de (0.6 %) figura 16.

El carbono inorgánico presenta valores entre (0.17 a 0.78 %). De 85 a 80 cm se observa un comportamiento estable con un porcentaje de (0.31 %), disminuye a 50 cm (0.17 %) siendo el valor más bajo a lo largo de la columna, el valor máximo se localiza a 10 cm de profundidad con un porcentaje de (0.78 %). Tanto la menor concentración localizada a 50 cm unidad I, como la mayor concentración a 10 cm unidad II, se presentan dentro de un estrato arenoso figura 16.

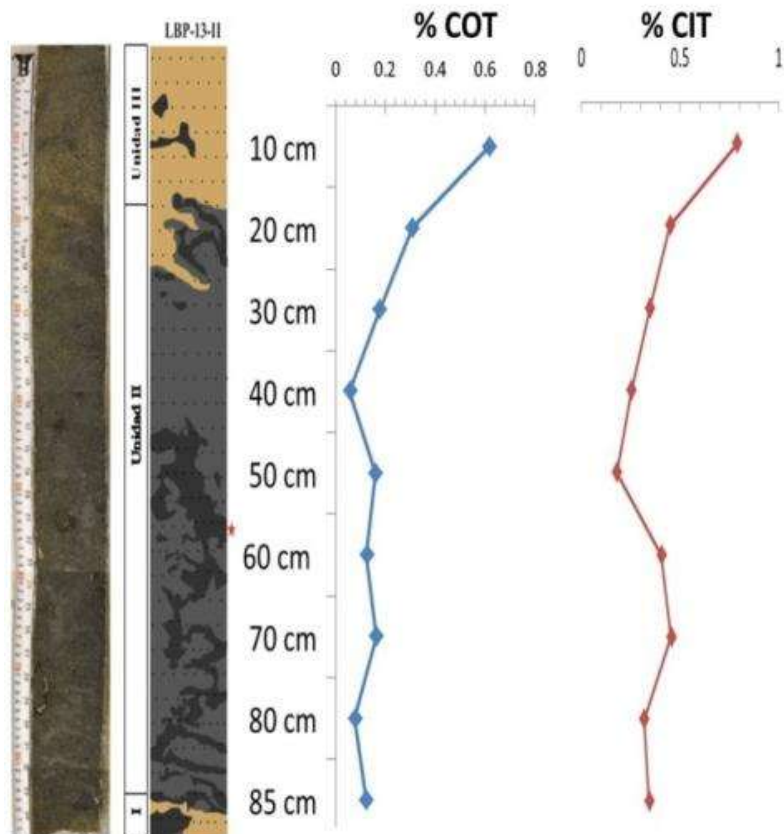


Figura 16. Relación entre el porcentaje de Carbono orgánico Total (COT); Carbono inorgánico Total (CIT) y la profundidad en la columna estratigráfica del núcleo LBP-13-II.

#### VI.4.3 Núcleo: LBP-13-III

La columna estratigráfica del núcleo LBP-13-III, presenta concentraciones de carbono orgánico que fluctúan de (0.05 - 1.48 %). El porcentaje de carbono orgánico se comporta con valores bajos en la parte más profunda de la columna de (0.4 %) a 90 cm de profundidad, seguido por una tendencia de incremento a 80 cm con un valor de (1.48 %) siendo el valor máximo de la columna sedimentaria correspondiente a la unidad I en sedimento de limo arcilla. A la altura de 70 a 30 cm correspondiente a la unidad II y III presenta un rango de (1.1-1.36%) en sedimento por limos y arenas, finalmente a la profundidad de 5 cm presenta la menor concentración (0.05 %) en sedimento por limos presentes en la unida IV, figura 17.

El porcentaje del carbono inorgánico se mantiene con valores bajos de 90 a 60 cm de profundidad presenta un rango de (0.5 - 0.7 %), alcanza un valor máximo de (5.55 %) a 30 cm de profundidad correspondiente a la unidad III, caracterizada por la presencia de organismos de esqueleto calcáreo con lo cual podemos sugerir un cuerpo de agua más concentrado químicamente que para la parte inferior de la columna. El valor mínimo se presenta a 70 cm de profundidad con un valor de (0.17%), figura 17.

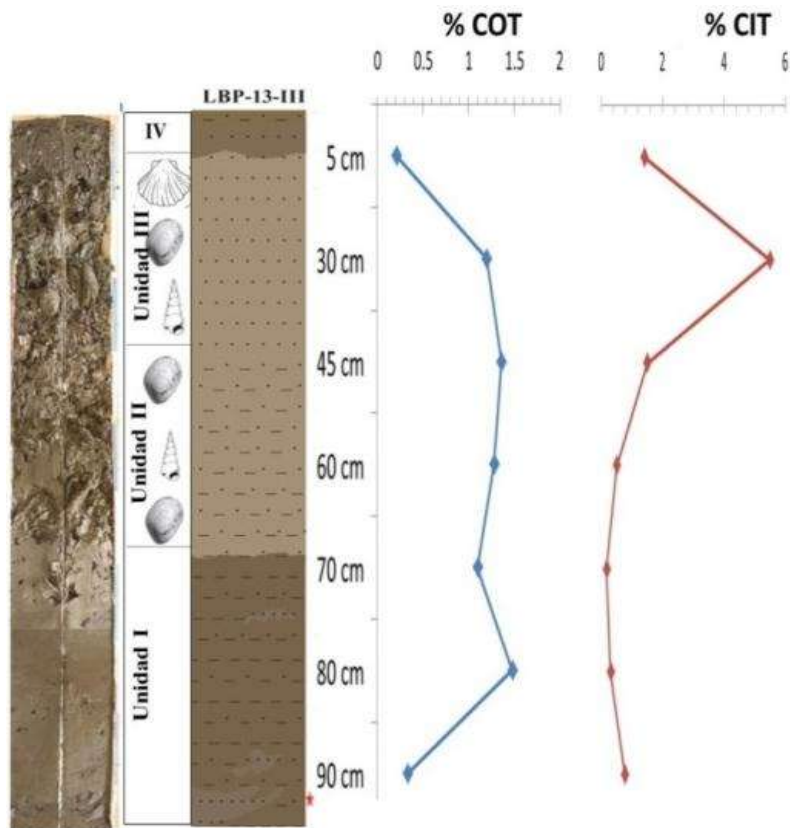


Figura 17. Relación entre el porcentaje de Carbono orgánico Total (COT); Carbono inorgánico Total (CIT) y la profundidad en la columna estratigráfica del núcleo LBP-13-III.

#### VI.4.4 Núcleo: LBP-13-IV

El porcentaje de carbono orgánico presenta valores altos a 50 y 10 cm de altura con un porcentaje de (0.65 %), seguido de un (5 %) a 40 cm de profundidad. Para el resto de la columna los valores se mantienen en un rango de (0.17 - 0.3%), mostrando un mínimo de (0.17 %) a 80 cm. Tanto las máximas y mínimas concentraciones se encuentran en sedimento de arenas correspondientes a la unidad I. Los valores altos de carbono orgánico pueden relacionarse con el aumento de la materia orgánica en los sedimentos de esta columna, el aumento en la cima de la columna refleja el aporte del suelo reciente, figura 18.

El carbono inorgánico presenta concentraciones de (0.1 - 0.9 %). De 90 a 60 cm de profundidad presenta valores bajos que van de (0.11 - 0.14 %), alcanzando valores altos a 50 y 10 cm de profundidad con un porcentaje de (0.9 %), seguido por un valor de (0.8 %) a 40 cm de profundidad, figura 18.

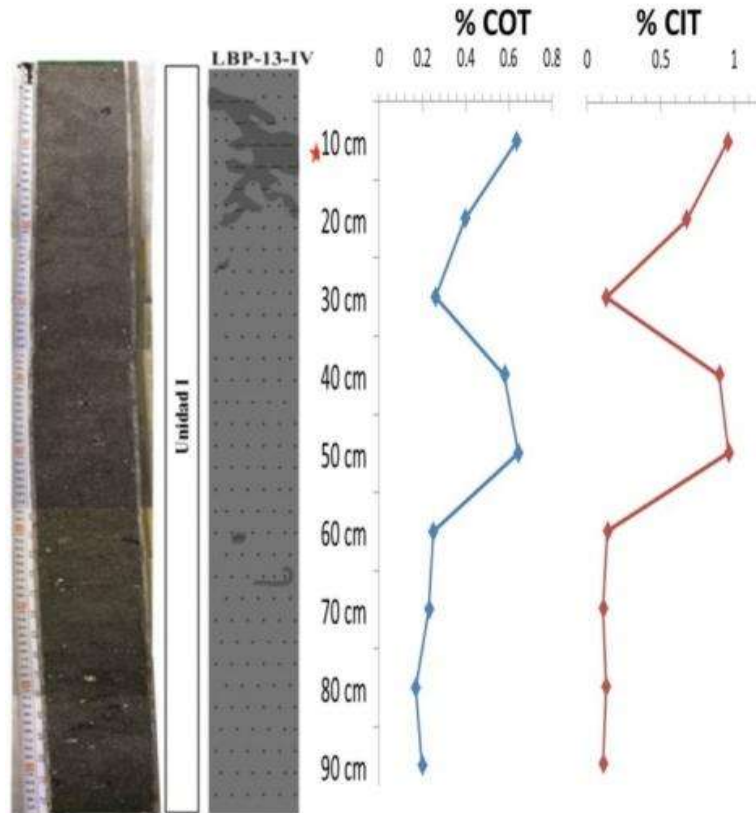


Figura 18. Relación entre el porcentaje de Carbono orgánico Total (COT); Carbono inorgánico Total (CIT) y la profundidad en la columna estratigráfica del núcleo LBP-13-IV.

## VI.5 MAGNETISMO

### VI.5.1 Susceptibilidad Magnética

#### VI.5.2 Núcleo LBP-13-I

En la figura 19, se observa las variaciones de la susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) con la estratigrafía. Los valores altos son dados con el estrato de limo arcilla y los valores bajos se relacionan con el estrato de limos. El valor máximo se muestra a 70 cm de profundidad y se mantiene constante hasta los 35 cm a partir de ahí se observa un cambio decreciente hacia la cima.

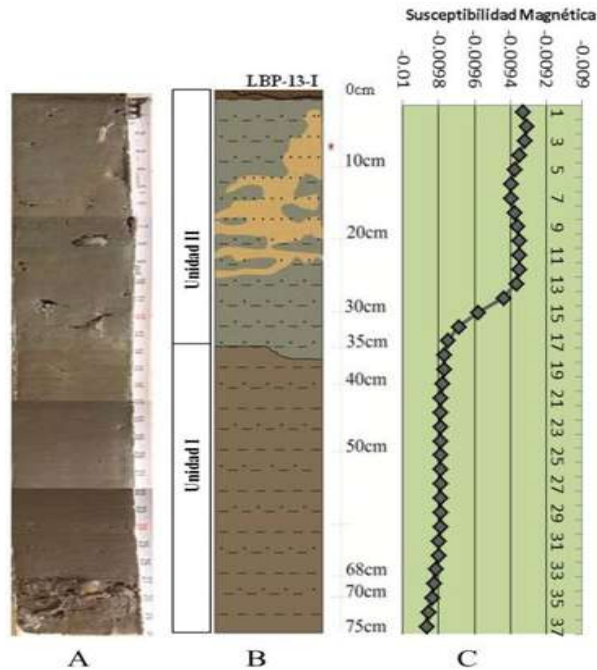


Figura 19. (A) Foto del núcleo, (B) Columna estratigráfica, (C) Resultados de la susceptibilidad magnética LBP-13-I.

### VI.5.3 Núcleo LBP-13-II

La susceptibilidad magnética en este núcleo se mantienen de forma lineal con un valor de (-0.01  $SI \times 10^{-5}$ ) no hay cambios a lo largo del núcleo figura 20.

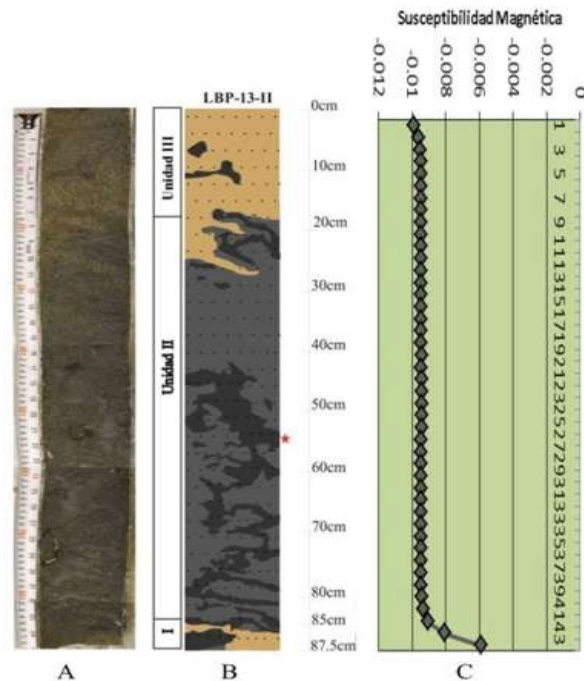


Figura 20. (A) Foto del núcleo, (B) Columna estratigráfica, (C) Resultados de la susceptibilidad magnética LBP-13-II.

### VI.5.4 Núcleo LBP-13-III

En la figura 21, se observa a lo largo del núcleo existen diferencias en cuanto a la amplitud de la curva mostrando intervalos oscilantes alcanzando picos máximo de susceptibilidad de 22 a 26 cm, y un pico mínimo a los 62 cm de profundidad.

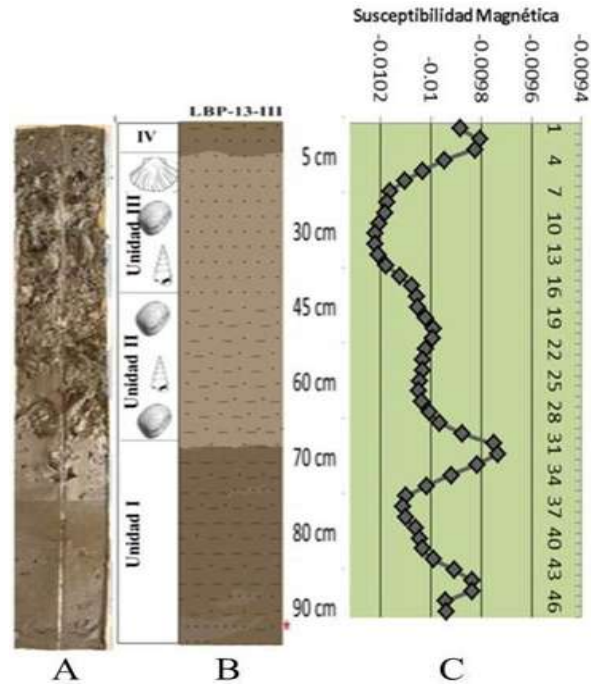


Figura 21. (A) Foto del núcleo, (B) Columna estratigráfica, (C) Resultados de la susceptibilidad magnética LBP-13-III.

### VI.5.5 Núcleo LBP-13-IV

Nuevamente la susceptibilidad magnética en este núcleo se mantiene de forma lineal con valores negativos de  $(-0.01 \text{ SI} \times 10^{-5})$  sin presentar cambios importantes para hacer notar figura 22.

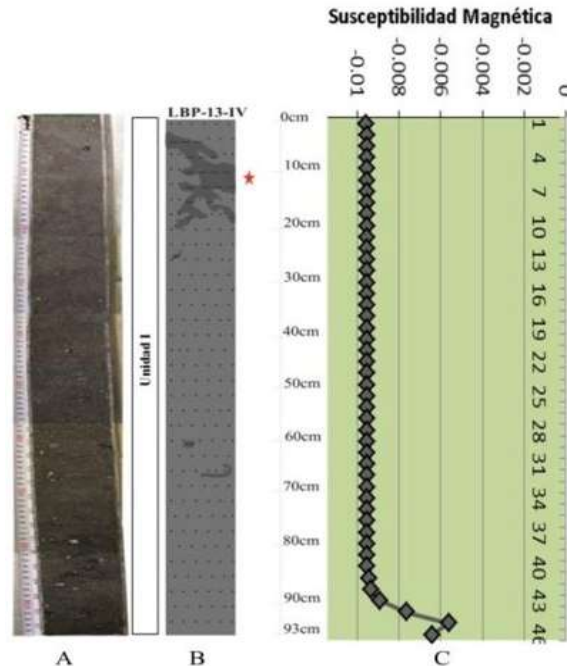


Figura 22. (A) Foto del núcleo, (B) Columna estratigráfica, (C) Resultados de la susceptibilidad magnética LBP-13-IV.

## VI.6 MINERALOGÍA

Los análisis de difracción de rayos X (DRX), espectroscopia de infrarrojo (EIR) y microscopía electrónica de barrido (MEB), mostraron la presencia de minerales como óxido de sílice, silicatos, carbonatos y cloruros.

### VI.6.1 Difracción de Rayos X.

Se obtuvo un total de 18 especies minerales de los cuatro núcleos, los cuales mostraron picos característicos de fases cristalinas, las especies minerales corresponden a los óxido de sílice, feldespatos, micas, anfíboles y piroxenos; mientras que las especies minerales secundarias o accesorias pertenecen a los minerales arcillosos, epidotas, turmalina, carbonatos y cloruros tabla 8.

### VI.6.2 Núcleo LBP-13-I.

En la figura 23 y anexo II, se presenta las especies de minerales de los siete difractogramas obtenidos a lo largo del núcleo donde se registró diez minerales que son: cuarzo, albita,

halita, halloysita 10 Å y 7 Å, silvita, moscovita, actinolita, montmorillonita, anortita y aragonita el cuarzo presentó los picos máximos a lo largo de toda la columna estratigráfica mientras que el resto presentó variaciones, se puede observar cambios a 30 cm de profundidad al presentar tres especies de minerales mientras que en el resto

de la columna presenta de 5 a 6 especies de minerales, los minerales más sobresalientes de este perfil son: cuarzo, albita, halloysita de 7 Å y 10 Å e ilita.

Tabla 8. Especies minerales encontradas mediante DRX.

Clase	Subclase	Grupo	Mineral	
Silicatos	Sorosilicatos	Grupo de epidotas	Vesuvianita	
	Ciclosilicatos	Grupo turmalina	Dravita	
	Inosilicatos	Grupo de piroxenos	Diopsido	
		Grupo de anfíboles	Actinolita	
	Filosilicatos	Grupo de minerales arcillosos	Montmorillonita	
			Halloysita 7Å	
			Halloysita 10Å	
			Ilita	
	Tectosilicatos	Grupo de feldespatos	Feldespatos potásicos	Microclina
			Feldespatos plagioclasas	Sanidina
				Albita
Anortita				
Oxido de Silicio		Grupo SiO <sub>2</sub>	Cuarzo	
Carbonatos		Grupo calcita	Magnesita	
		Grupo aragonita	Aragonita	
Cloruros			Halita	
			Silvita	

### VI.6.3 Núcleo LBP-13-II.

En la figura 24 y anexo II, se presenta las especies de minerales de los nueve difractogramas obtenidos para este núcleo donde se registró nueve minerales que son: cuarzo, albita, moscovita, anortita, halloysita de 10Å, magnesita, vesuvianita, halita e ilita, nuevamente el cuarzo presentó los picos máximos en las nueve muestras. En este núcleo se observa cambios a 30 y 40 cm de profundidad con pocas especies de minerales, los minerales más sobresalientes de este perfil son cuarzo, albita, ilita, halloysita de 10Å

### VI.6.4 Núcleo LBP-13-III.

En la figura 25 y anexo II, se representan siete difractogramas obtenidos para este núcleo donde se identificó nueve especies de minerales cuarzo, albita, moscovita, anortita, halloysita de 10Å, magnesita, vesuvianita, halita, ilita a lo largo del núcleo. A 45 cm de profundidad presenta cambios con menor proporción de especies minerales el resto de la columna presenta seis especies de minerales, siendo los más representativos el cuarzo, halloysita de 10Å y halita.

#### **VI.6.5 Núcleo LBP-13-IV.**

Para este núcleo se identificaron 8 minerales a lo largo del núcleo en la figura 26 y Anexo II, se muestra los difractogramas obtenidos los minerales registrados son: cuarzo, albita, silvita, dravita, vesuvianita, microcline, sanidina y halloysita de 10Å. En general para este núcleo los minerales se presentan de igual proporción a lo largo de toda la columna sin ningún cambio que se pueda ser notar. Los minerales que se han identificado mediante DRX, en depósito de tsunamis son illita, esmectita interpretadas como depósitos de marismas o zonas marginales de una laguna salobre. Las variaciones en illita, esmectita y caolinita se relacionan con la intensidad y frecuencia de la entrada de aportes, pero también con el diferente comportamiento que tienen estos minerales de la arcilla cuando entra en contacto con guas salinas (Pozo et al., 2008).

Mientras que halita y silvita precipitan en la fase de mayor salinidad, halloysita de 10Å y 7Å fueron muy importantes para inferir la disponibilidad de humedad en el ambiente.

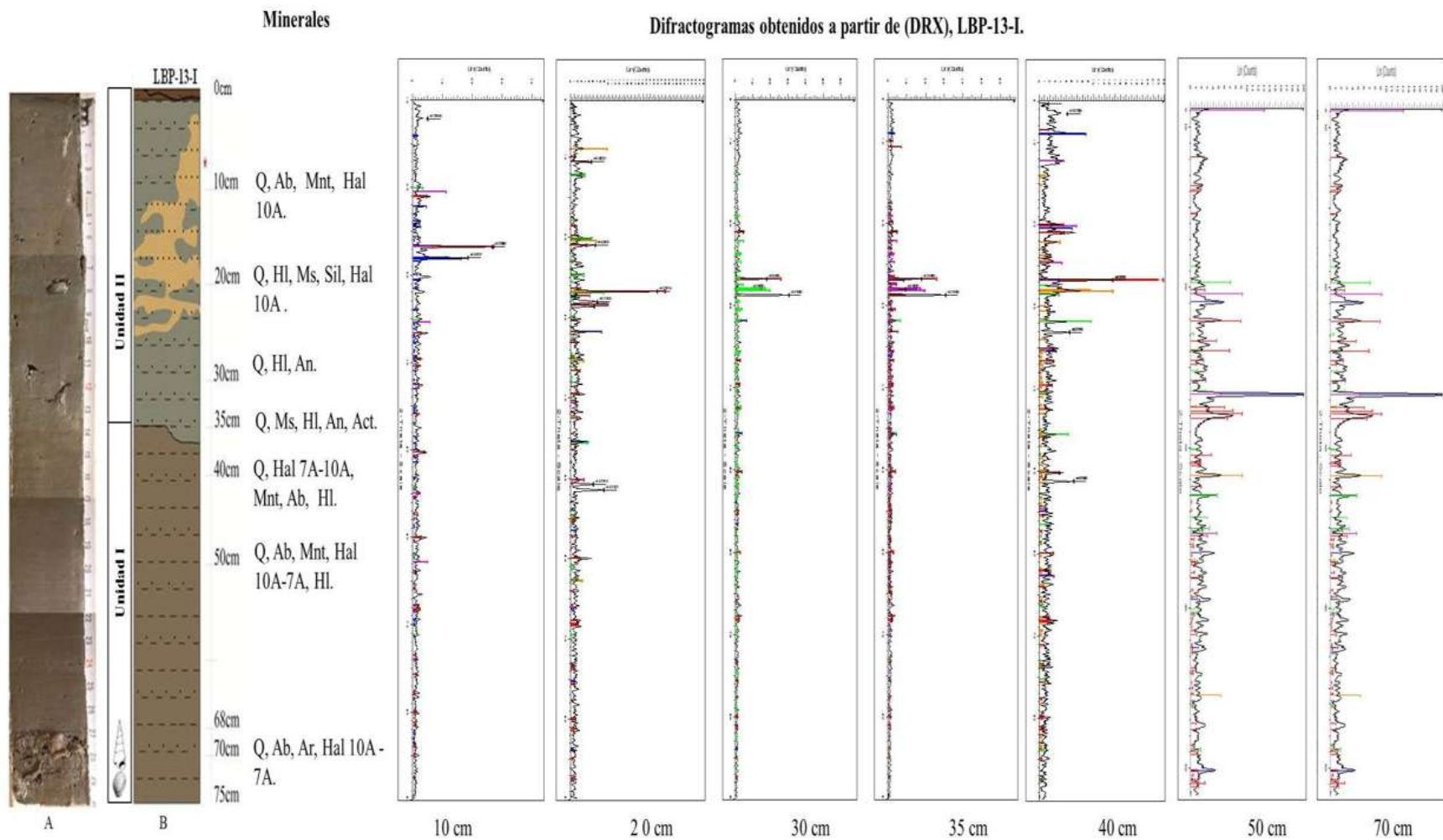


Figura 23. Resultados de los análisis de DRX, núcleo LBP-13-I. Q = Cuarzo, Ab = Albita, Ms = Moscovita, Sil = Silvita, Hal 10Å = Halloysita de 10 Ångström y 7 Ångström, Act = Actinolita, Mnt = Montmorillonita, An = Anortita, Ar = Aragonita, HI = Halita.

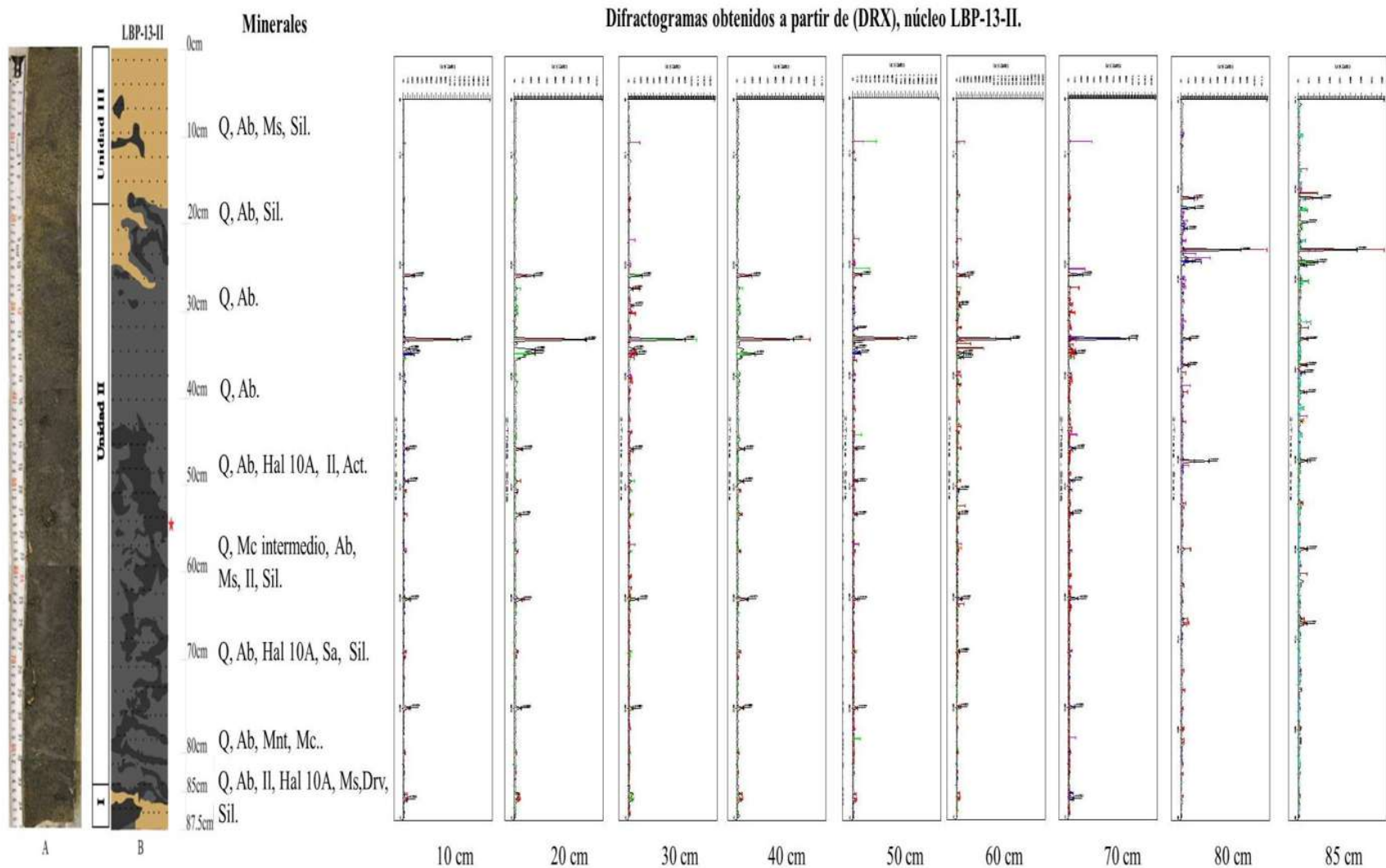


Figura 24. Resultados de los análisis de DRX, núcleo LBP-13-II. Q = Cuarzo, Ab = Albita, Hal 10A = Halloysita de 10 Ångström, Il = Ilita, Sa = Sanidina, Act = Actinolita, Ms = Moscovita, Mnt = Montmorillonita, Ves = Vesuvianita, Sil = Silvita.

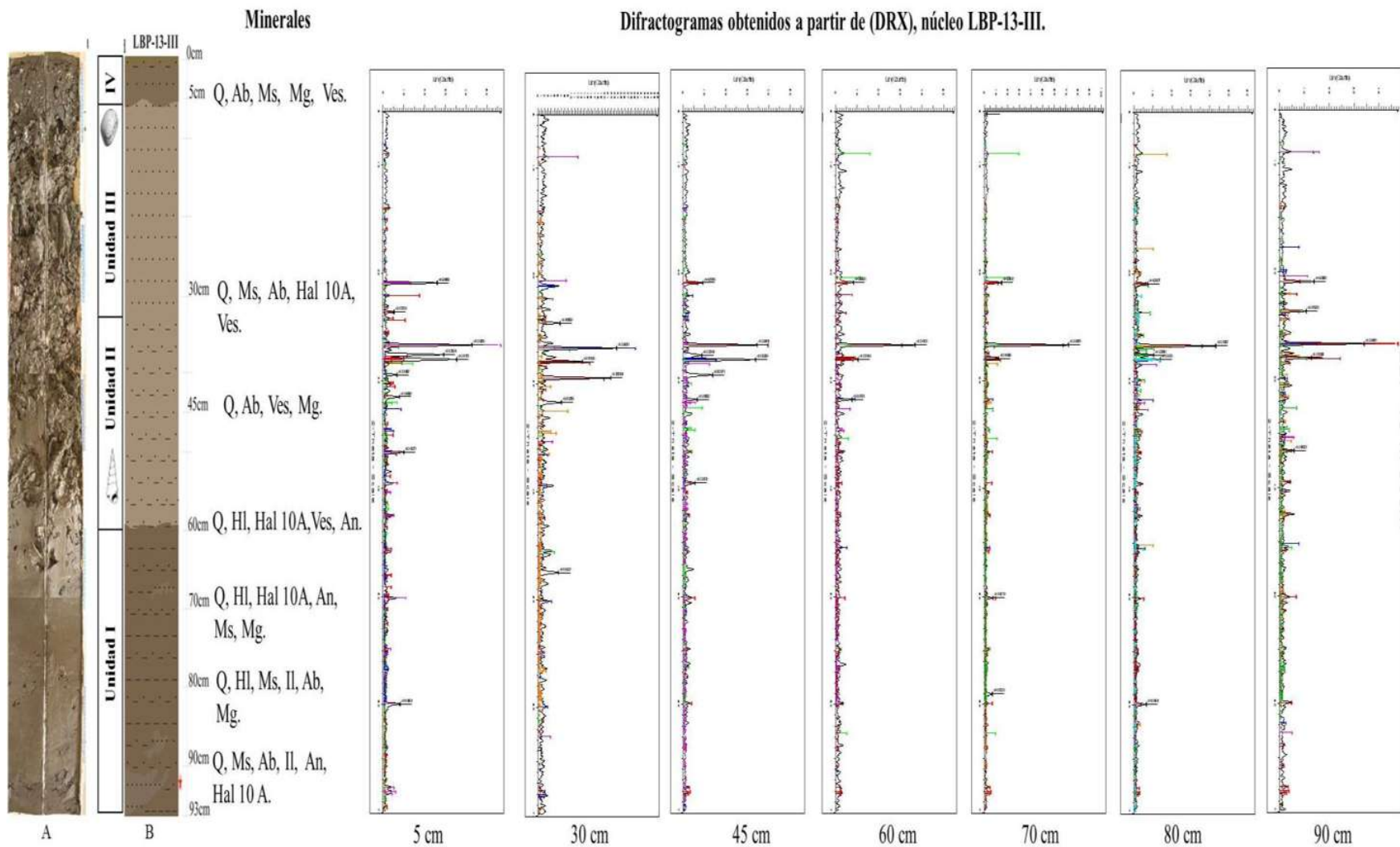


Figura 25. Resultados de los análisis de DRX, núcleo LBP-13-III. Q = Cuarzo, Ab = Albita, Hal 10Å = Halloysita de 10 Ångström, Il = Ilita, Hl = Halita, Mg = Magnesita, An = Anortita, Ms = Moscovita, Ves = Vesuvianita.

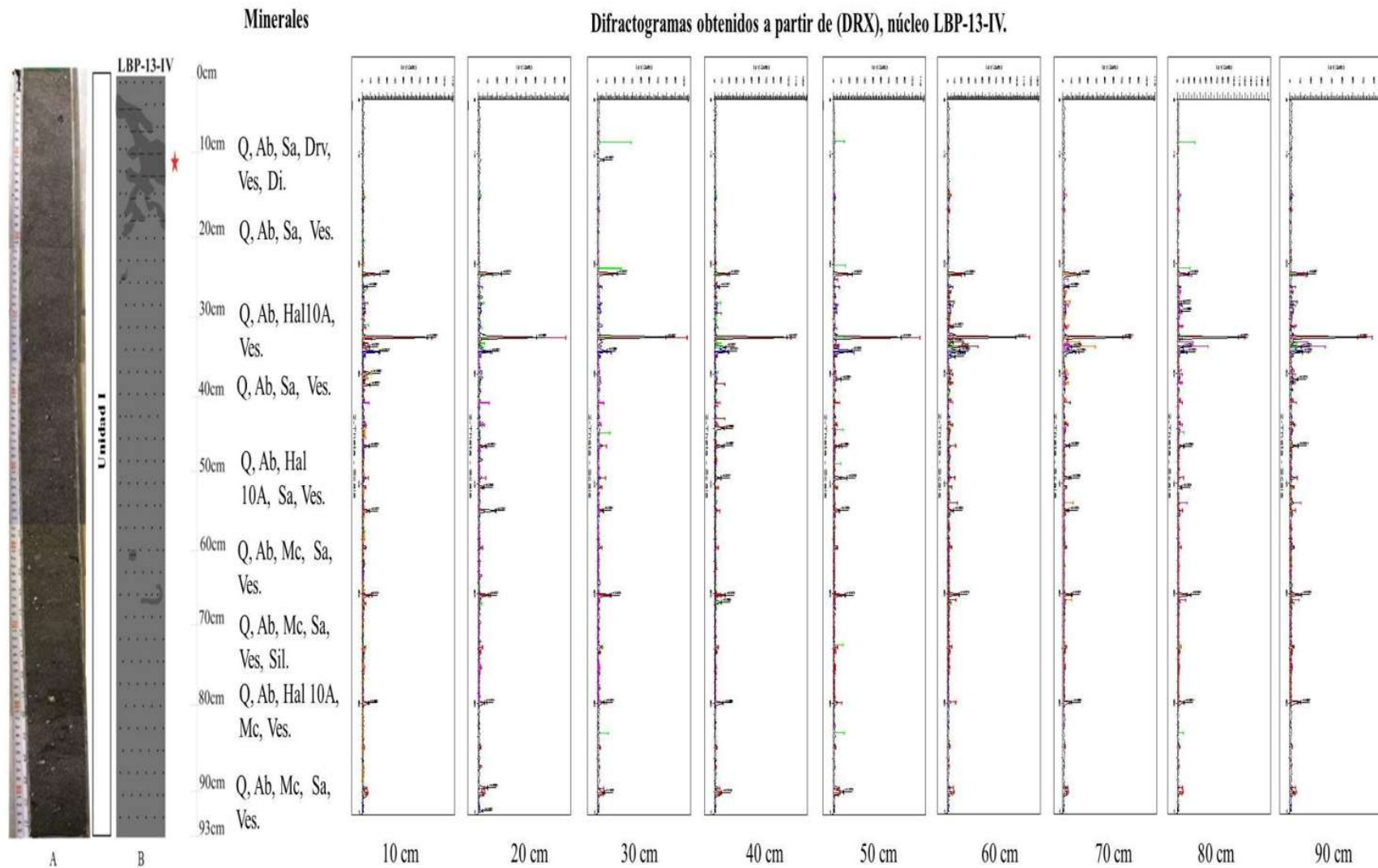


Figura 26. Resultados de los análisis de DRX, núcleo LBP-13-II. Q = Cuarzo, Ab = Albita, Sil = Silvita, Hal 10Å = Halloysita de 10 Ångström, Sa = Sanidina, Mc intermedio = Microcline intermedio, Drv = Dravita. Ves = Vesuvianita, Di = Diopside.

## **VI.7 MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (MEB)**

Se realizó el análisis semicuantitativo de la composición química de tres muestras para cada núcleo. La presencia de picos de cobre proviene de la metalización de la muestra para los cuatro núcleos. Las imágenes correspondientes al azufre (S) corresponden a los sulfatos por presentar picos característicos de la pirita de esta fase.

### **VI.7.1 Núcleo LBP-13-I**

Se realizó el análisis de MEB a 70, 35 y 10 cm de profundidad en el cual se tomó dos imágenes para cada una de las muestras. En la figura 27 b, c, d y Anexo II se muestra la existencia de minerales arcillosos que pertenecen a la montmorillonita con asociación de minerales como calcio (Ca), magnesio (Mg), sodio (Na), cloro (Cl), O (oxígeno), K (potasio), azufre (S), hierro (Fe) y titanio (Ti). El análisis define que las tres muestras se encuentran con superficies angulosas.

En la figura 28 e, f, g y Anexo II muestra picos intensos de azufre (S), con asociación de minerales como carbono (C), oxígeno (O), Hierro (Fe), Aluminio (Al), Silicio (Si), en la figura 28 e, Anexo II muestra estructuras de concreciones subredondeada. En la figura 28 f, g, presentan un conjunto de cristales octaédricos.

### **VI.7.2 Núcleo LBP-13-II**

Para esta columna se realizó el análisis a 10, 60 y 85 cm de profundidad. La figura 29 b, c, d, muestra la existencia de minerales arcillosos que pertenecen a la montmorillonita asociados a otros minerales mencionados anteriormente. En la figura 29 b, d, se observan formas angulosa, mientras que la figura 29 c, se registran formas redondeadas.

### **VI.7.3 Núcleo LBP-13-III**

Las profundidades seleccionadas para este núcleo fueron a 5, 60 y 90 cm. En la figura 30 b, c, d, se observa la presencia de minerales arcillosos correspondiente a la montmorillonita con las mismas asociaciones mineralógicas que presenta el núcleo LBP-13-I y LBP-13-II. En la figura 30 b, c, Anexo II, muestra superficies angulosas en la figura 30 d, se observa que presenta forma subredondeada finalmente en la figura 30 e, Anexo II se muestran cristales en forma octaédrica con una distancia interplanar de 2,71 Å.

### **VI.7.4 Núcleo LBP-13-IV**

Finalmente para este núcleo se eligieron las profundidades a 10, 50 y 90 cm donde nuevamente se observan minerales arcillosos correspondientes a la montmorillonita figura 31 b, c, d, Anexo II, las tres muestras presentan formas angulosas. Las imágenes obtenidas fueron consistentes en todas las columnas y en todas las profundidades seleccionadas, indicándonos uniformidad en la composición mineralógica de la zona de estudio.

Prácticamente todas las muestras analizadas en MEB exhibieron espectros e imágenes, muy similares. Los resultados de MEB se apoyan muy bien en los resultados de DRX, y EIR, permitiéndonos aumentar el nivel de certeza en nuestra caracterización de los sedimentos.

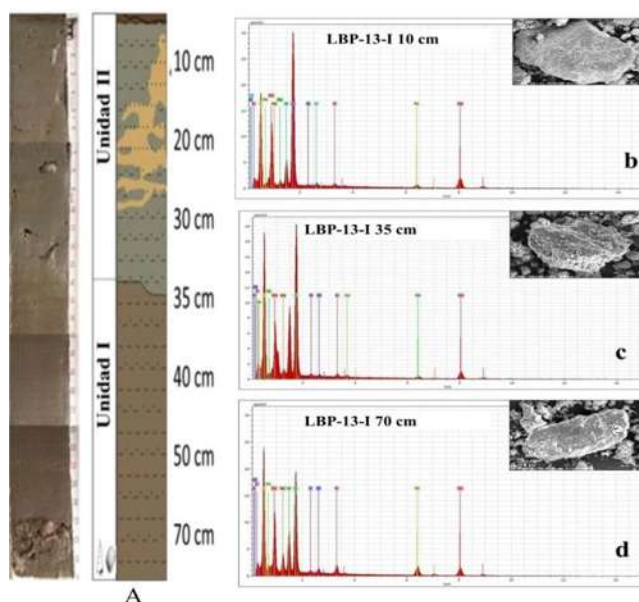


Figura 27. (A) Columna estratigráfica. (b, c, d). Imagen MEB y espectro de análisis elemental correspondiente a montmorillonita a 10, 35 y 70 cm de profundidad del núcleo LBP-13-I.

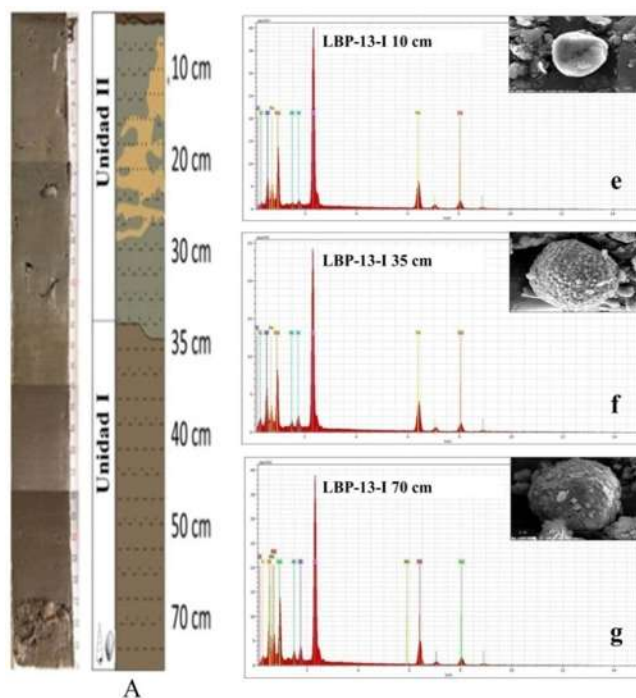


Figura 28. (A) Columna estratigráfica, (e, f, g) Imagen MEB y espectro de análisis elemental correspondiente al azufre a 10, 35 y 70 cm de profundidad del núcleo LBP-13-I.

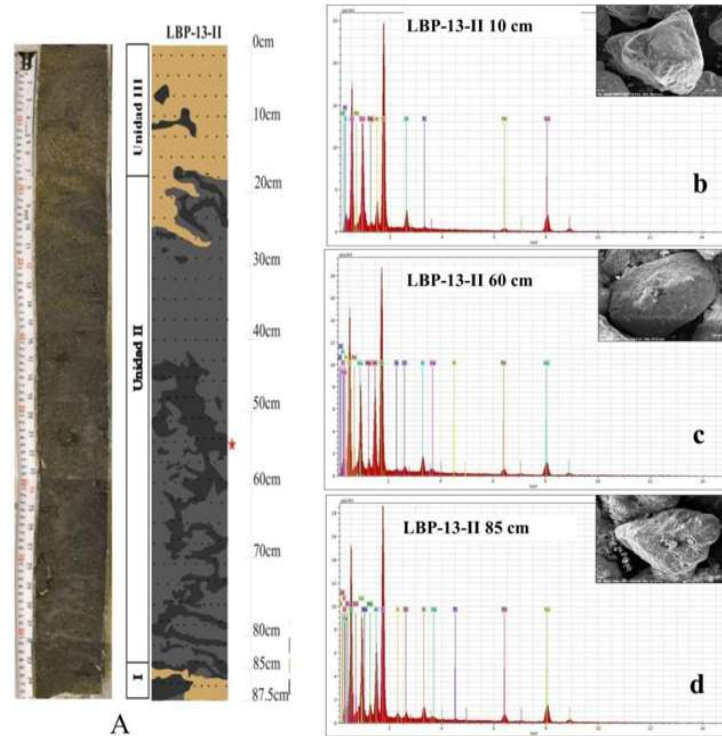


Figura 29. (A) Columna estratigráfica, (b, c, d) Imagen MEB y espectro de análisis elemental correspondiente a montmorillonita a 10, 35 y 70 cm de profundidad del núcleo LBP-13-I.

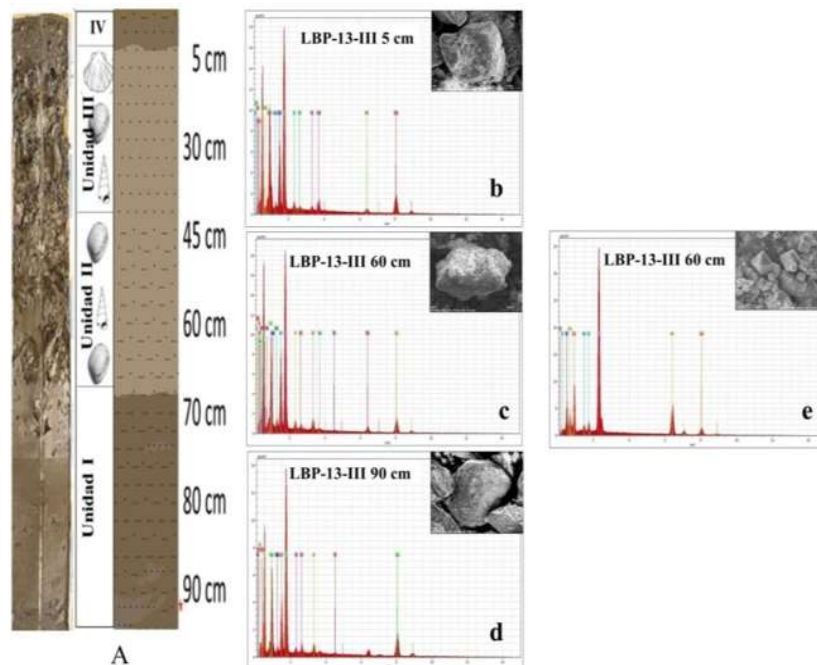


Figura 30. (A) Columna estratigráfica. (b, c, d), imagen MEB y espectro de análisis elemental correspondiente a 5, 60 y 90 cm de profundidad correspondiente a montmorillonita del núcleo LBP-13-III. (e) mostrando la forma octaédrica y espectro del análisis elemental correspondiente al S, del núcleo LBP-13-III 60 cm.

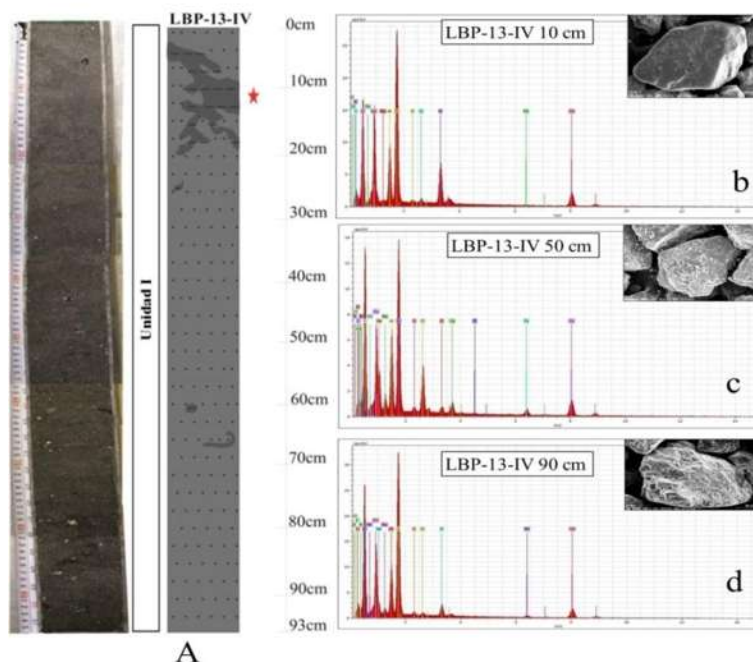


Figura 31. (A) Columna estratigráfica, (b, c, d) Imagen MEB y espectro de análisis elemental correspondiente a montmorillonita a 10, 50 y 90 cm de profundidad del núcleo LBP-13-I.

## VI.8. ESPECTROSCOPIA DE INFRARROJO (EIR).

El análisis de las 32 muestras realizadas confirma la presencia de minerales arcillosos, específicamente montmorillonita, halloysita y carbonatos. En la figura 32, 33, 34, 35 y Anexo II, encontramos presentes los espectros de halloysita que se caracteriza por presentar bandas de absorción ( $3697 - 3621 \text{ cm}^{-1}$ ) relacionados con las vibraciones de valencia de los grupos de  $\text{Al} - \text{O} - \text{H}$ . También se observan bandas del grupo  $\text{Si} - \text{O}$ :  $1031.18 \text{ cm}^{-1}$  (modos de valencia) lo cual se le relaciona con la montmorillonita figura 32, 33, 34, 35 y Anexo II. Otra de las bandas que se observa en todas las muestras es la molécula de agua que se caracteriza por presentar bandas de  $3476 \text{ cm}^{-1}$  con un enlace de  $\text{H} - \text{O} - \text{H}$ , con vibraciones por la línea de enlace molecular paralela.

En el núcleo LBP-13-I, figura 32 y Anexo II, además de presentar los minerales ya mencionados también se presenta una banda de  $1637 \text{ cm}^{-1}$  que es una molécula de agua con vibraciones por la línea de enlace molecular de forma perpendicular.

Para el núcleo LBP-13-III además de presentar la halloysita, montmorillonita, también se encuentran los carbonatos que tienen las bandas de reflexión alrededor de  $1500 - 1400 \text{ cm}^{-1}$ , se relacionó al carbonato calcita de Magnesio ( $\text{MgCO}_3$ ) figura 34 y Anexo II, estas bandas corresponden a las vibraciones características del grupo  $\text{CO}_3$ . La banda principal cerca de  $1500 - 1400 \text{ cm}^{-1}$  tienen muy a menudo una estructura compleja.

Espectrogramas del núcleo LBP-13-I.

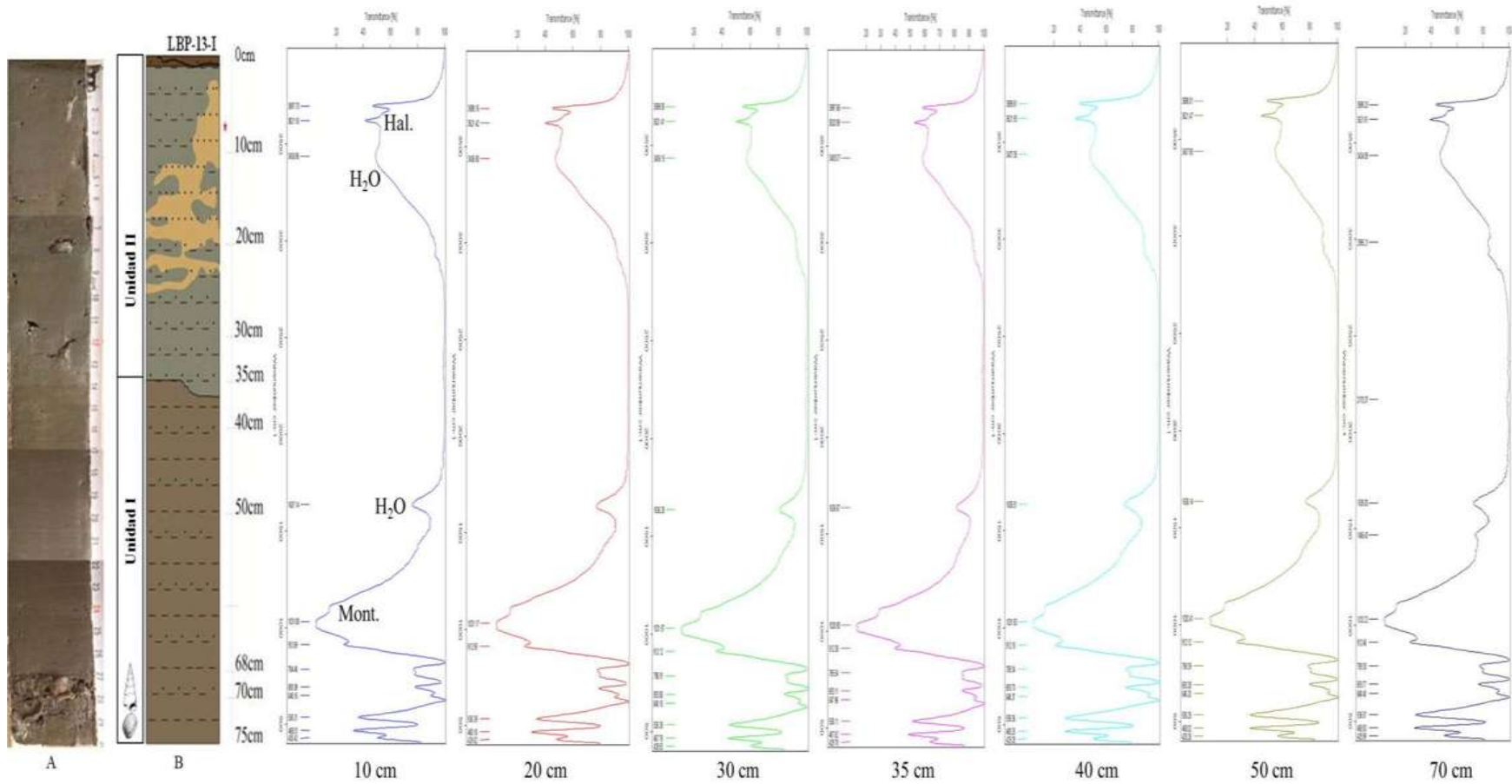


Figura 32. Espectro de infrarrojo del núcleo LBP-13-I. Hal = Halloysita, H<sub>2</sub>O = Molécula de agua, Mont. = Montmorillonita.

### Espectrogramas del núcleo LBP-13-II.

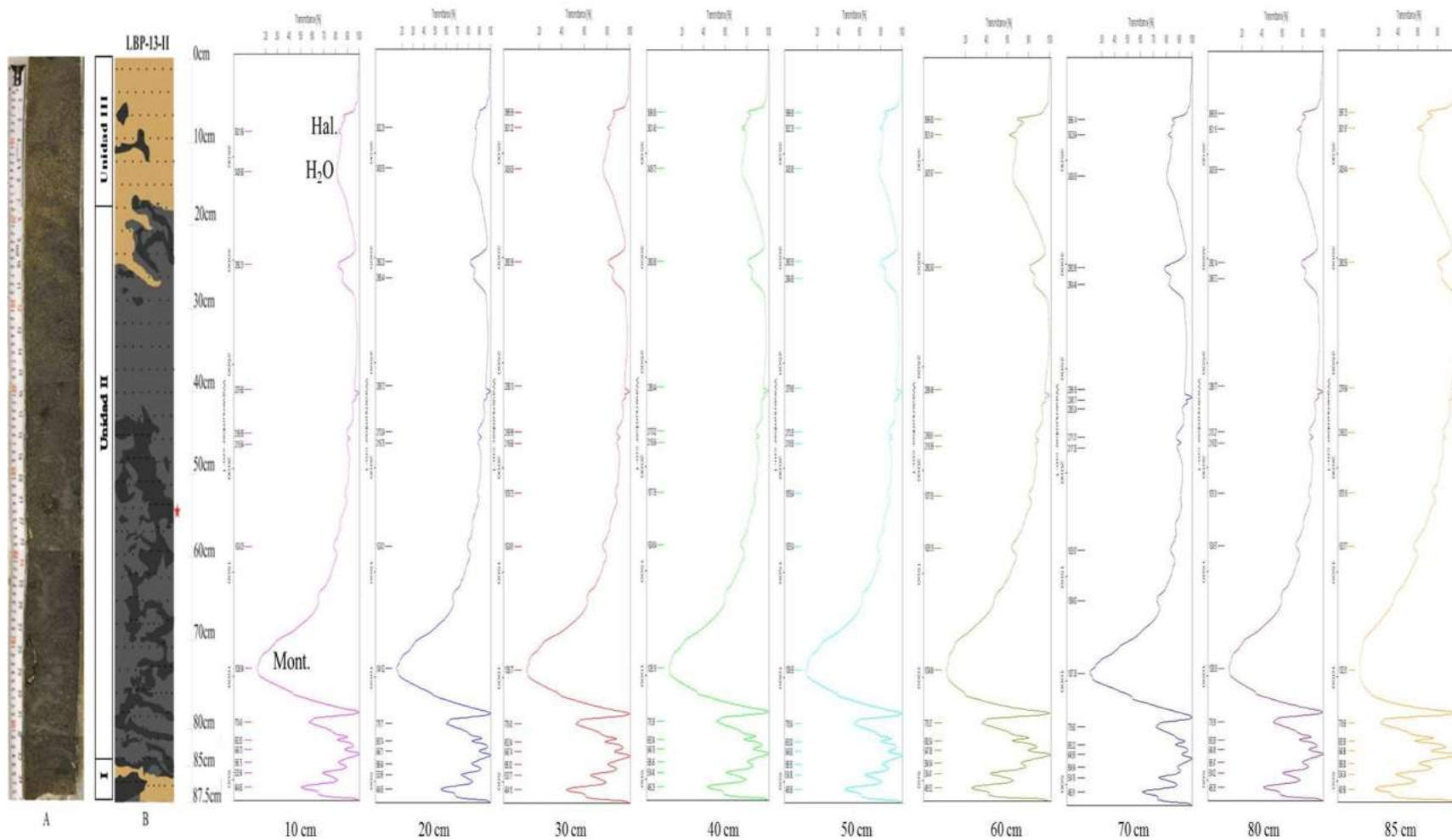


Figura 33. Espectro de infrarrojo del núcleo LBP-13-II. Hal = Halloysita, H<sub>2</sub>O = Molécula de agua, Mont. = Montmorillonita.

Espectrogramas del núcleo LBP-13-III.

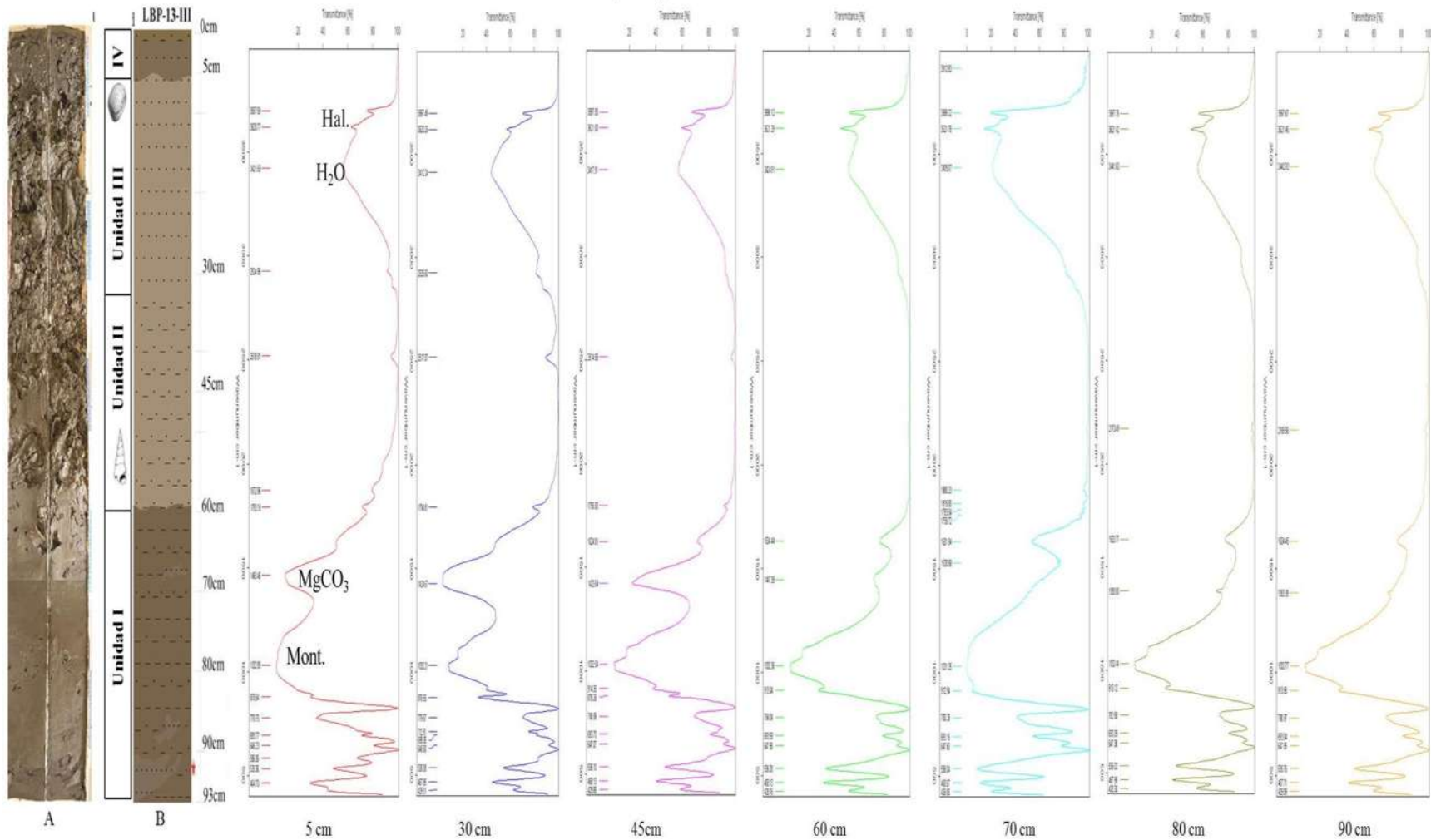


Figura 34. Espectro de infrarrojo del núcleo LBP-13-III. Hal = Halloysita, H<sub>2</sub>O = Molécula de agua, CO<sub>3</sub> = Carbonato, Mont. = Montmorillonita.

### Espectrogramas del núcleo LBP-13-IV.

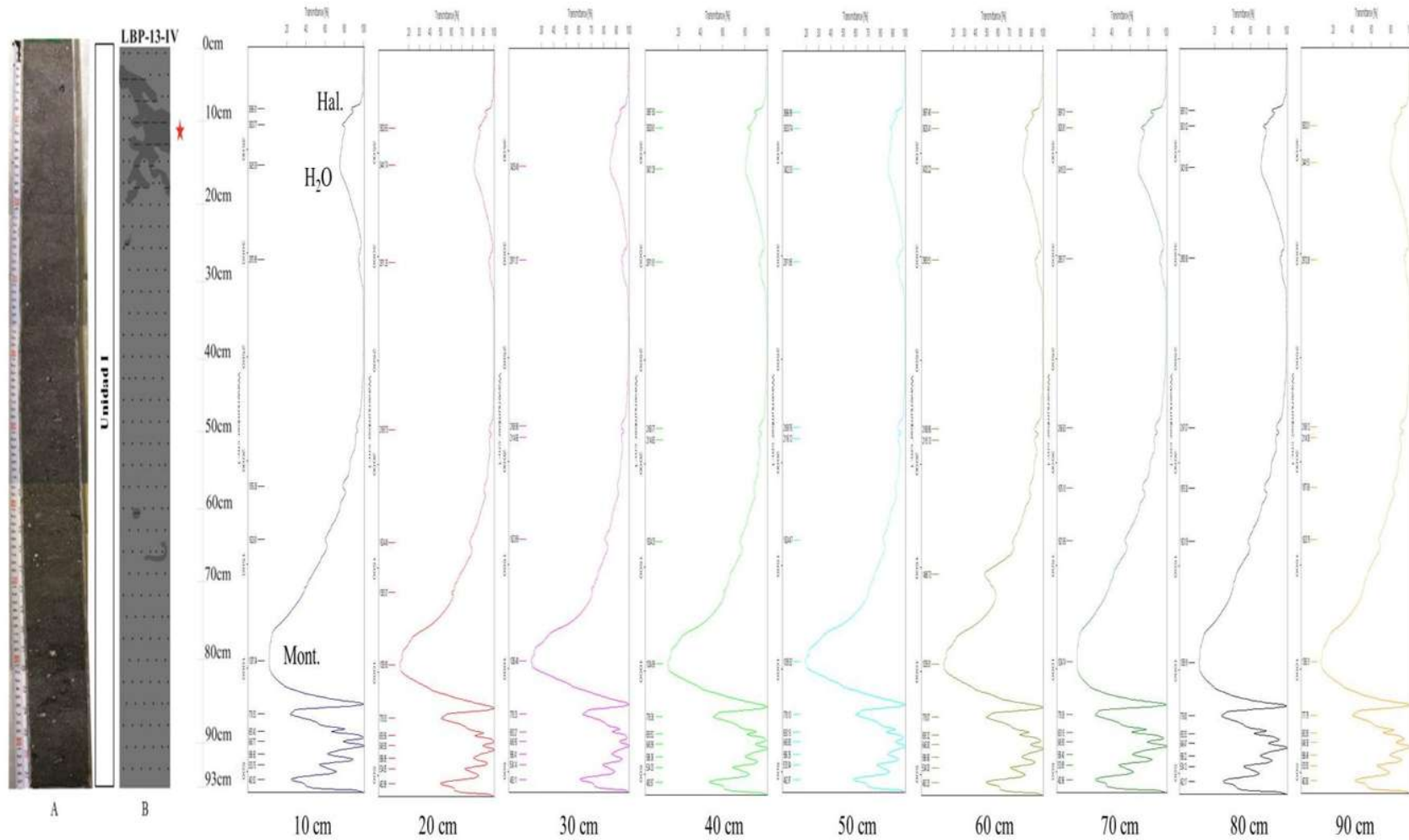


Figura 35. Espectro de infrarrojo del núcleo LBP-13-IV. Hal = Halloysita, H<sub>2</sub>O = Molécula de agua, Mont. = Montmorillonita.

## IX. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

A continuación se presentan los análisis e interpretación de distintos proxies (Estratigrafía, Geoquímica, Mineralogía y Susceptibilidad Magnética) de los núcleos de esta investigación.

### Núcleo LBP-13-I

Núcleo LBP-13-I, en la unidad I entre (70 - 35 cm) de profundidad de (limo arcilla), se presentan aumentos significativo de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{CaO}$  a 70 cm de profundidad el aumento de las concentraciones de  $\text{Na}_2\text{O}$  y S (en forma de sulfatos y en forma de sulfuros secundarios, diagenéticos, generados bajo condiciones salobres a marinas) podrían reflejar un aumento de paleo-salinidad y de incursión marina, planteado en varios trabajos como indicador de inundación (Ramírez-Herrera 2011; Cundy et al., 2006). Los aumentos de Ca lo atribuyen a la reacción del agua salada con los ácidos carbónicos en el agua de la laguna, sin embargo el aumento de Ca a esta profundidad se atribuyen a la gran cantidad de gasterópodos y bivalvos encontrados (Chagué-Gof et al., 2002; Minoura, 1994).

A 50 cm se observa una disminución drástica en las concentraciones de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ , la reducción del Na probablemente refleja el aumento de cuarzo de la arena, coincidiendo con el aumento del  $\text{SiO}_2$ , a esta profundidad se observa un aumento de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  señalando un probable cambio en la procedencia de los sedimentos (incluyendo un aumento de entrada de minerales pesados) (Ramírez et al., 2011).

A 40 cm el  $\text{TiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , alcanzan una máxima concentración a lo largo del núcleo, y vuelve aumentar el  $\text{Na}_2\text{O}$ , el aumento de  $\text{Al}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ , señalan un probable cambio en la procedencia de los sedimentos. Los porcentajes de COT y CIT presentan concentraciones máximas a 70 cm por lo que refleja la mayor parte de la productividad de la laguna, así como la abundancia de bivalvos y gasterópodos.

La susceptibilidad magnética muestra una tendencia de aumento de 75 a 35 cm de profundidad, donde el material dominante es de tipo limo arcilloso por lo que se puede sugerir que a esta profundidad hay un aumento de minerales ferromagnéticos, las propiedades magnéticas son una herramienta útil para la identificación de depósitos de tsunamis que indican la entrada de detritos el cual se refleja en los valores de la susceptibilidad magnética (Ramírez-Herrera et al., 2014; Wassmer et al., 2010).

Mineralógicamente mediante DRX, de 70 a 40 cm encontramos la presencia de halloysita de 7 Å el cual se forma en una fase seca y halloysita de 10 Å, se forma a partir de una entrada de agua (Espinoza & Meléndez). La presencia de montmorillonita se ha identificado en otros estudios en depósitos de tsunamis (Pozo et al., 2008).

El análisis de MEB realizado a 70, 35 y 10 cm de profundidad, muestra concentraciones de azufre (S), correspondiente a los sulfatos por presentar picos característicos de pirita que podrían reflejar un aumento de paleo-salinidad y posibles incursiones marinas para el presente trabajo, la pirita también indica medios sedimentarios reductores. Las concentraciones de azufre (S) y materia orgánica se asocian con unidades de sedimentos de arcilla y limos en Nueva Zelanda, atribuidos a una inundación por tsunami (Chagué-Goff, 1999). Mediante MEB, se identificó minerales como montmorillonita asociada a otros minerales como Cl, Na, Fe, Al. Los elementos como el Cl, Na y Sr son reconocidos como indicadores de intrusión de agua salada en medios lacustres (Minoura et al., 1994).

La espectrometría de infrarrojo confirma la presencia de minerales arcillosos como la montmorillonita, halloysita y moléculas de agua. A la profundidad de 68 a 70 cm se observan restos de bivalvos y gasterópodos pertenecientes a ambientes lacustres, estos restos nos indican que su hábitat fue perturbado en el cual no encontraron las condiciones óptimas para la supervivencia.

### **Núcleo LBP-13-II**

Columna compuesta por tres unidades Unidad I (87.5-85 cm) arenas gruesas, Unidad II (85- 20 cm) formada por arcilla con una estructura de licuefacción de arenas medianas, unidad III (20-0 cm). Geoquímicamente se observan grandes cambios a 80 cm de profundidad donde se muestra una máxima concentración de  $\text{Na}_2\text{O}$ , y  $\text{SiO}_2$ , pero también se observa concentraciones mínimas de  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , mientras que a 70 cm se vuelve a observar una disminución de  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , y un aumento de  $\text{MnO}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . El aumento de Na ha sido planteado en varios estudios como indicador de inundación marinas, el aumento de  $\text{Al}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  señalan un probable cambio en la procedencia de los sedimentos, el aumento de manganeso (Mn), ha sido utilizado como un indicador de cambios en las condiciones redox, de captación de las lagunas y lagos.

El carbono inorgánico muestra un aumento a 70 cm de profundidad coincidiendo con los cambios observables de 85 a 70 cm, mientras que el COT, presenta porcentajes bajos a esta profundidad. En cuanto a la susceptibilidad magnética no mostró cambios significativos por lo que se relaciona a la presencia de minerales diamagnéticos  $\chi_d$  (cuarzo, calcita y feldespatos) debido a la baja magnetización intrínseca de minerales antiferrimagnéticos.

Mineralógicamente mediante el análisis de DRX, se muestran cambios a partir de 85 cm a 50 cm de profundidad indicándonos una entrada de agua por la presencia de Halloysita de 10 Å, silvita se localiza en depósitos salinos y precipita en una fase de mayor salinidad (Eugster & Hardie, 1978). Montmorillonita reportada en depósitos de tsunamis (Pozo et al., 2008), dravita perteneciente al grupo de turmalina y actinolita al grupo de los anfíboles, coincidiendo con lo reportada por (Roy et al., 2012), que registran minerales como epidotas, piroxenos, anfíboles, depositados en las costas del pacífico mexicano por el tsunami de origen lejano ocurrido el 11 de marzo del 2011 en Japón. Mediante el análisis

de MEB se obtuvo minerales como la motmorillonita asociada a minerales como cloro (Cl) y sodio (Na), hierro (Fe), aluminio (Al). Espectrometría de infrarrojo confirma los minerales arcillosos.

### **Núcleo LBP-13-III**

Ubicado a 0.94 km sobre la línea de costa; de 90 a 60 cm (unidad I), está compuesto por limo arcilla con una estructura lenticular. Este tipo de estructura puede darse en un ambiente turbulento (cuando la ola transporta y deposita la arena); las olas de la plataforma continental se deben a causas meteorológicas como son los vientos y olas locales, o las mareas y a otras causas mayores como los sistemas de circulación atmosférica. Mediante el análisis de FRX no se observan grandes cambios de 90 a 45 cm de profundidad el cambio más sobresaliente se nota a 30 cm, por un aumento de CaO, CIT y disminución drástica del resto de los elementos. El aumento de CaO, CIT se debe a la presencia de la gran cantidad de bivalvos y gasterópodos encontrados de 60 a 5 cm de altura, considerando como una deposición de restos de bivalvos y gasterópodos utilizados comercialmente por los habitantes de la comunidad.

Mineralógicamente la presencia de halita, vesuvianita, ilita, halloysita de 10 Å, indican una entrada de minerales alóctonos, lo que sugiere que los sedimentos pudieron ser acarreados desde la playa e introducidos hacia la zona de la laguna en la cual se pudo haber deslizado la ola procedente del mar alcanzando mayores distancias.

### **Núcleo LBP-13-IV**

Compuesto por una sola unidad de arenas finas indicándonos el retrabajamiento de los sedimentos, las fases mineralógicas presentes fueron depositadas por mareas ya que estas son más frecuentes de presentarse coincidiendo con la proporción de los minerales a lo largo del núcleo, y la entrada de agua se presenta de una forma constante, con todo esto podemos indicar que es una zona donde hay una entrada constante de agua procedente del mar

## X. CONCLUSIONES

El análisis detallado de los núcleos, muestra que la zona estudiada se asocia con un régimen de sedimentación típica de ambientes lagunares costeros, en los que predominan facies arcillosas y limosas, con escasos intervalos de arenas finas. Mediante el análisis de los distintos proxies (geológicos, biológicos, geoquímicos, mineralógicos y magnéticos), utilizados en este estudio para la identificación de sismos y sus tsunamitas en los sedimentos obtenidos en la Laguna el Potosí, se infieren dos eventos para los núcleos LBP-13-I y LBP-13-II.

### **LBP-13-I**

El primer evento sísmico asociado a un tsunami, se localiza en la unidad I, presenta una edad de 2740-2490 A.P. Compuesto por sedimentos limo arcilloso con un contacto basal abrupto. Geoquímicamente se encontró alto contenido de  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $CaO$ , bajo contenido de COT. Mineralógicamente se obtuvo minerales arcillosos como la montmorillonita, halloysita de 7 y 10 Å, la espectrometría de infrarrojo confirmó los minerales arcillosos. Por medio de MEB se encontró el S, pirita y Cl. Se observa un segundo evento, inferido por los rasgos de licuefacción, que podría deberse a un terremoto  $\geq M(6)$ , ocurrido aproximadamente 1715-1565 A.P., localizado en la unidad II.

### **LBP-13-II**

El depósito de tsunami está asociado con un terremoto tsunamigenico, se sitúa en la unidad II, el cual no fue posible fechar. Está compuesto por arenas las cuales nos indica aportes de mayor energía, se infiere que fueron transportados desde el cordón litoral hasta la zona de deposición. Sustentado principalmente por los minerales como, halloysita de 7 y 10 Å, actinolita, silvita, montmorillonita, dravita, illita, cloro. Geoquímicamente se encontró aumentos de  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $K_2O$  y CIT. Se deduce que el tsunami para este núcleo pudiera ser la misma que el probable tsunami del núcleo LBP-13-I. Sin embargo, no se cuenta con las evidencias necesarias para confirmar esta hipótesis, se necesita de un fechamiento isotópico para correlacionar dicho evento

### **LBP-13-I y LBP-13-II**

Los datos obtenidos mediante el análisis de los diferentes proxies nos permite concluir que para estos núcleos, no hay depósito de tsunamis. La falta de evidencia de microorganismos probablemente se deba a una época de sequía con un alto nivel de evaporación.

## LITERATURA CONSULTADA

Atwater, B.F. (1987). Evidence for Great Holocene Earthquakes along the Outer Coast of Washington State. *Science*, 236 (4804): 942-944p.

Atwater, B., Jiménez, N., Vita-Finzi, C. (1992). Net late Holocene emergence despite earthquake-induced submergence, south-central Chile. En *Quaternary International*, Vol.15-16: 77-85.

Bondevik S., John Inge Svendsen, Jan Mangerud (1997). The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and run up. *Boreas* 26, 29-53

Bradley, R. S. (1999). *Paleoclimatology; Reconstructing Climates of the Quaternary*. 2a ed., Ed. Elsevier Academic Press. *International Geophysics*, 68., Dmowska R., Holton J. pp. (Eds).

Blanchet, C. L., Thouveny, N., Vidal, L., Leduc, G., Tachikawa, K., Bard, E., Beaufort, L., (2000). Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach, *Quaternary Science Reviews* 26, 3, 118-3,133.

Bird, E. (2008). *Coastal Geomorphology: An introduction*. 2<sup>da</sup> Edición: John Wiley y Sons, Ltd. 436p.

Clifton, H., (1988). Sedimentologic relevance of convulsive geologic events. *Geological Society of America Special Paper* 229: 1-6.

Clague, J., Bobrowsky, O., Hamilton, T. (1994). A sand sheet deposited by the 1964 Alaska tsunami at Port Albani, British Columbia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 38: 413-421.

Chague-Goff, C. & Goff, J. R. (1999). Geochemical and sedimentological signature of catastrophic saltwater inundations (tsunamis), New Zealand. *Quaternary Australasia*. No. 17, p. 38-48.

Chague-Goff, C., Dawson, S., Goff, J., Zachariassen J., Berryman, K., Garnett, D., Waldron, H. & Mildenhail, D. (2002). A tsunami (Ca. 6300 years BP) and other Holocene environmental changes, northern Hawks Bay, New Zealand. *Sedimentary Geology* 150:89-102.

Chagué-Goff, C., Goff, J., Nichol, S.L., Dudley, W., Zawadzki, A., Bennett, J.W., Mooney, S.D., Fierro, D., Heijnis, H., Dominey-Howes, D., & Courtney, C. (2012b). Multi-proxy evidence for trans-Pacific tsunamis in the Hawai'ian Islands: *Marine Geology*, v. 299–302, p. 77–89. doi:10.1016/j. margeo.2011.12.010.

Cohen, A.S. (2003). *Paleolimnology: The history and evolution of lake systems*, Ed. Oxford University Press, 500 pp.

Cisternas, M. (2005). Suelos enterrados revelan la prehistoria del centro sur de Chile durante los últimos dos milenios. *Revista de Geografía, Norte Grande*, 033:19-31.

Corona, N., & Ramírez-Herrera, M.T., (2012b). Técnicas histórico-etnográficas en la reconstrucción y caracterización de tsunamis: El ejemplo del gran tsunami del 22 de junio de 1932, en las costas del Pacífico Mexicano: *Revista de Geografía Norte Grande*, v.53, p. 102-122.

DeMets, C., Gordon, R.C., Argus, D.F & Stein. S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research, Letter* 21:2191-2194.

Dawson, A. G., Long, D., Smith, D. E. (1988). The Storage Slides: Evidence from Eastern Scotland for a Possible Tsunami, *Marine Geology*, 82:271-276p.

Dawson, A. & Stewart, I. (2007). Tsunami deposits in the geological record. *Sedimentary Geology* 200: 166-183.

Davidson-Arnott, R. (2010). *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. New York: Cambridge University Press. 439p.

Einsele, G., Chough, S.K. & Shiki, T. (1996). Depositional events and their records-an introduction. *Sedimentary Geology* 104: 1-9.

Ergeton, Ray F. (2005). *Physical Principales of Electron Microscopy. An introduction to TEM, SEM and AEM*. Springer science Business Media Inc. EUA. 202 p.

Farreras S. F., & Sánchez A. (1993). Catálogo de tsunamis (Maremotos) en la costa Occidental de México. World data center a for Solid Earth Geophysics Publication SE-50. January 1993.

Farreras, S. Tsunamis en México. En: LAVÍN, M. F. *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Ciudad de México: Unión Geofísica Mexicana, Monografía N° 3, 1997, p. 73-96.

Grisset B, O. R. (2013). *Caracterización geológica y sedimentológica de los depósitos de tsunamis del 21 de septiembre de 1985 en la costa suroeste del Pacifico de México*. Tesis de Maestría, UNAM México Distrito Federal.

Iida, K., Iwasaki, T. (1983). *Tsunamis: their science and engineering: proceedings of the international Tsunami Symposium, 1981 IUGC Tsunami Commission, May. 1981. Vol 17*. Terra Scientific Publishing. ISBN 9027716110. 563P.

ITSU. (1999). *Master Plan. Tsunami Warning System in the Pacific*. Intergovernmental Oceanographic Commission. UNESCO. Second Edition, 32p.

Kjerfve B. & B. Baruch. (1986). Comparative oceanography of coastal lagoons. En *Estuarine variabilite. Marine Biology and Coastal Research*. Columbia, South Carolina, U.S.A. 63-81p.

Kjerfve B. (1994). Coastal lagoon processes. Chapter 1, coastal lagoon processes. Elsevier oceanography series; 60, Amsterdam: the Netherlands. 574p.

Kelly, M.G., Cazaubon A., Coring E., Dell'Uomo A., Ector L., Golsmith B., Guasch H., Hürlimann J., Jarlman A., Kawecka B., Kwandrans J., Laugaste R., Lindstrom 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.

Kortekaas, S. & Dawson, A. (2007). Distinguishing tsunami and storm deposits: An example from Martinhal, SW Portugal. *Sedimentary Geology* 200: 208-221.

Lisitzin, E. (1974). *Sea-Level Changes*. Series. 8. The Netherlands: Elsevier Oceanography. 286p.

Lapidus, D. F. (1990). *Collins Dictionary of Geology*. London: Harper Collins.

López, B., A. M. Batida, J. Quero, X. & Whateley, M.K.G. (1999). Geochemical data as indicators of paleosalinity in coastal organic-rich sediments. *Chemical Geology*, No. 157, p. 235-254.

Lagos, M., & Cisternas, M. (2004). Depósitos de Tsunami como indicadores de riesgo: evidencias sedimentarias. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, 49:329-351p.

Morgan, W. J. (1968). Rises Trenchs, great faults and cristal blocks, *J. Geophy. Rec.*, 73: 1959-1982.

Last, W. M & Smol, J. P. (2001). *Tracking Enviromental Change Using Lake Sediments*. Vol. 2: Physical and Geochemical Techniques. Kluwer Academic Publisher. 504 p.

Márquez, A., Senior, W., Martínez, G. & González, A. (2007). Concentraciones de nitrógeno y fósforo en sedimentos recientes de la laguna Los Patos, estado Sucre, Venezuela. *Bol. Ocenográfico de Venezuela* 46 (2): 137-145.

Minoura K., Gusiakov, V.G., Kurbatov, A., Takeuti, S., Svendsen, JT., Bondevik, S., Oda, T. (1996). Tsunami sedimentation associated with the 1923 Kamchatke Earthquake. *Sedimentary Geology*, 106:145-154p.

Minoura, K., Nakaya, S., Uchida, M. (1994). Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, Northeast Japan. *En Sedimentary Geology*, 89:25-31.

Meza, L. & López-García, J. (1997). Vegetación y Mesoclima de Guerrero. En: *Estudios Florísticos en Guerrero*. Pérez, D. y Fonseca, M. (eds). México: Prensa de Ciencias, UNAM. 53p.

Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Valencia, V., (2010). Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo area, southwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 27 (3), 412-430.

Nishenko, S. P. & Singh, S. K. (1987). Conditional probabilities for the recurrence of large and great interplate earthquakes along the Mexican subduction zone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, N° 77, p. 2095-2114.

Nanayama, F.; Satake, K.; Furukawa, R.; Shimokawa, K.; Atwater, B.; Shigeno, K. & Yamaki, S. (2003). Unusually large earthquakes inferred from tsunami deposits along the Kuril trench. *En: Nature*, 424, 660-663.

Núñez-Cornú, F. J., Ortiz, M. & Sánchez, J. J. (2008). The great 1787 Mexican tsunami, *Natural Hazards* 1787, Vol. 47, N°3, p. 569-579.

NTL. (2011). Novosibirsk Tsunami Laboratory. Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics of Siberian Division of Russian Academy of Sciences. <http://tsun.sccc.ru/TTTrep.htm>

Ortiz, M., Singh, S.K., Kostoglodov, V. & Pacheco, J. (2000). Source areas of the Acapulco-San Marcos, Mexico earthquakes of 1962 (M 7.1, 7.0) and 1957 (M 7.7), as constrained by tsunami and uplift records. *Geofísica International*, 2000. No. 39, p. 337-348.

Ostrooumov, Mikhail. (1999). Técnicas analíticas en la Investigación de Minerales. *Apuntes de Curso. UMSNH. Capítulos I y II, Pp 13-86. Morelia, Michoacán.*

Ostrooumov, Mikhail. (2005). Avances recientes de espectrometría infrarroja en la mineralogía avanzada. *UMSNH. 78 p. Morelia, Michoacán.*

Ostrooumov, Mikhail. (2009). *Mineralogía Analítica avanzada. UMSNH. 274 pp. Morelia Michoacán, México.*

Paris, R., Lavigne, F., Wassmer, P. & Sartohadi, J. (2007). Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Marine Geology* 238: 93-106.

Pozo, M., Carretero, M., Ruiz, F., Rodríguez, J., Cáceres, L. & Abad, M. (2008). Caracterización mineralógica de facies sedimentarias de edad Pleistoceno superior-Holoceno en el Parque Nacional de Doñana (Huelva). *Implicaciones paleoambientales. Goe- Temas: 953-956.*

Razo Pérez, N. (2007). Caracterización y posibles aplicaciones de los yacimientos de diatomeas en la región de Cuitzeo Michoacán. México. Tesis de Maestría. UMSNH, p. 1007.

Ramírez-Herrera, M.T., Cundy, A., Kostoglodov, V., Carranza Edwards, A., Morales, E., Metcalfe, S. (2007). Sedimentary record of late-Holocene relative sea-level change and tectonic deformation from the Guerrero Seismic Grap, Mexican Pacific Coast *The Holocene*, 17,8: 1211-1220.

Ramírez-Herrera, M.T., Cundy, A., Kostoglodov, V., & Ortiz M., (2009). Late Holocene tectonic land-level changes and tsunamis at Mitla lagoon, Guerrero, Mexico: *Geofísica International*, v. 48, p. 195-2009.

Ramírez-Herrera, M.T., Kostoglodov, V., Urrita-Fucugauchi, J. (2010). Overview of Recent Coastal Tectonic Deformation in the Mexican Subduction Zone. Pure and Applied Geophysics. Springer Basel AG.

Ramírez-Herrera, M.T. (2011). Evidencias ambientales de cambios de nivel de la costa del Pacífico de México: terremotos y tsunamis. Revista de Geografía Norte Grande, v. 49, p. 99-124. Doi: 10.4067/S0718-34022011000200007

Ramírez-Herrera, M.T., Lagos, M., Hutchinson, I., Kostoglodov, V., Machain, M.L., Caballero, M., Goguitchaichvili, A., Aguilar, B., Chagué-Goff, C., Goff, J., Ruiz-Fernández, A. C., ORTIZ, M., Nava, H., Bautista, F., Lopez, G.I., & Quintana, O. P. (2012). Extreme wave deposits on the Pacific coast of Mexico: Tsunamis or storms?- A multi-proxy approach: Geomorphology, v. 139-140, p. 360-371. Doi:10.1016/j.geomorph.2011.11.002.

Ramírez-Herrera, M.T., Corona, N., Lagos, M., Cerny, J., Goguitchaichvili, A., Goff, J., Chagué-Goff, C., Machain, Ma. L., Zawadzki, A., Jacobsen, G., Carranza-Edwards A., Lozano, S., & Blecher, L. (2014). Unearthing earthquakes and their tsunamis using multiple proxies: the 22 June 1932 event and a probable fourteenth-century predecessor on the Pacific coast of Mexico. International Geology Review 2014.

Rangel, V. (2011). Paleosismología e incursiones marinas en lagunas costeras tropicales de guerrero, México. Tesis de Maestría. UNAM. Morelia Michoacán 2014.

Roy P. D., M.P. Jonathan, Ma. Consuelo, Macías., Sánchez J. L., Rufino Lozano, S. Srinivasalu. (2012). Geological Characteristics of 2011 Japan in the Southwestern coast of Mexico. Chemie der Erde-Geochemistry 72, 1:91-95.

Sánchez, A. J., & Farreras, S. F. (1993). Catálogo de tsunamis (Maremotos) en la Costa Occidental de México. National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado.

Singh, S. K. & Suárez, G. (1986). Review of the Seismicity of Mexico with Emphasis on the September 1985, Michoacan Earthquakes. Ciudad de México: Instituto de Geofísica, UNAM.

Suárez, G., Monrfret, T., Wittlinger, G. & David, C. (1990). Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero Gap, Mexico. Nature. No 345, p. 336-338.

Stuiver, M., & Reimer, P. J. (1993). Extended <sup>14</sup>C data base and revised Calib 3.0 <sup>14</sup>C age calibration program. Radiocarbon 35, 215-230.

Singh, S. K., Pacheco, J. F. & Shapiro, N. (1998). The earthquake of 16 November, 1925 (Ms=7.0) and the reported tsunami in Zihuatanejo, Mexico. Geofísica Internacional, 37(1) Recuperado de <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=56837106>

Stein, S. (2006). Limitations of a Young Science. Seismological Research Letters, 77 (3), 351-353.

Satake, K., & Atwater, B. F. (2007). Long-Term Perspectives on Giant Earthquakes and Tsunamis at Subduction Zones. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35, 349-374.

Shiki, T., Tsuji Y., Yamazaki, T. & Minoura K. (2008). *Tsunamiites: Feature and implications*. Oxford: Elsevier.

SGM. 1999. Carta geológico-minera de Zihuatanejo E14-7-10- Guerrero. Escala 1:250,000.

Thompson, R. y Oldfield, F. (1986). *Environmental magnetism*. Allen & Unwin (Publishers) Ltd. 225 p.

Talavera-Mendoza, M. O., (2000). Mélanges in southern México: Geochemistry and metamorphism of Las Ollas complex (Guerrero Terrane): *Canadian Journal of Earth Sciences*, V. 37, p. 1309-1320.

Wassmer, P., Schneider, J. L., Fonfrère, A. V., Lavigne, F., Paris, R., & Gomez, C., 2010. Use of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in the study of tsunami deposits: Application to the 2004 deposit on the eastern coast of Banda Aceh, North Sumatra, Indonesia: *Marine Geology*, v. 275, p. 225-272. doi:10.1016/j.margeo.2010.06.007

Yanagisawa, K., Imamura, F., Sakakiyama, T., Annaka, T., Takeda, T., & Shu, N. (2007). Tsunami assessment for risk management at nuclear power facilities in Japan. *Pure and Applied Geophysics*, 164-565-576.

## ANEXO I: TÉCNICAS EMPLEADAS

### MINERALOGÍA

El análisis mineralógico conduce a determinar la composición de la muestra en términos de especies minerales presentes.

#### Difracción de Rayos X

El estudio de la difracción de rayos X fue realizado con el objetivo de identificar las distintas fases mineralógicas. Se basa en la difracción de un haz de Rayos X que inciden sobre cristales del material analizado, así como su capacidad para penetrar en la sustancia y refractarse con la ley de Wolf-Bragg desde los planos atómicos de la red cristalina. Los rayos X se encuentran entre las longitudes de onda de  $10^{-3}$  micras hasta  $10^{-6}$  micras. Fueron descubiertos por Roentgen en 1895 y posteriormente Von Laue fue el primero en utilizarlos en monocristales para obtener patrones de difracción (Ostrooumov, 1999).

Permite obtener información detallada sobre la cristalografía de los minerales, composición de fases minerales en diferentes sustancias y formaciones naturales.

En la actualidad se han diversificado mucho las técnicas por DFX, pero se emplean con dos objetivos principales: a) estructuralmente, para conocer la cristalografía de los compuestos puros tales como minerales, compuestos orgánicos, inorgánicos, organometálicos, etc.; b) analíticamente para la identificación y determinación a veces cuantitativa, de las fases presentes en las mezclas.

Con la ayuda de los DRX se resuelven algunos problemas como:

Diagnóstico de las sustancias minerales (especies, variedades, fases dispersas y criptocristalinas etc.). Estudio de las series isomorfas (soluciones solidas). Estudio de las estructuras cristalinas para establecer los índices específicos (simetría real y parámetros de la celda elemental, el grado de orden-desorden, presencia de los diferentes efectos, texturas, etc.). Evaluación del grado de dispersión y tamaños de los cristales. Estudio de la estabilidad estructural de los minerales y tratamientos (temperatura, radiación etc.). Análisis de las fases de las rocas, menas y producto de sus tratamientos tecnológicos tanto cualitativo como cuantitativo.

El análisis se basa en las propiedades de los rayos X de penetrar en el interior de la sustancia y refractarse con determinada ley (Ley de Wulf-Bregg). La ecuación de Wulf-Bregg tiene la siguiente forma

$$2 d \sin \Theta = n \lambda$$

## Donde

- $d$  = Distancia entre los planos atómicos (distancia interplanar), donde ocurre reflexión.
- $\Theta$  = Angulo de reflexión de los rayos X del sistema determinado por los planos atómicos (hkl).
- $n$  = Es un número entero (orden de reflexión).
- $\lambda$  = Es la longitud de onda de la radiación.

El valor  $\lambda$  y los ángulos  $\Theta$  medidos permiten determinar las distancias entre los planos atómicos paralelos de la estructura cristalina.

El método que se utiliza en el análisis de sustancias policristalinas es el método del polvo o método de Dabay-Scherer, el cual permite resolver diferentes problemas mineralógicos y geológicos. Los policristales contienen gran número de cristalitos orientados desordenadamente. Como consecuencias de estos, se crean las condiciones, en las que gran número de cristales se encuentran simultáneamente en la posición reflejada y con relación a ello se cumple la ley de difracción de rayos X (Condición de Wulf-Bregg) dando lugar a un cuadro de difracción llamado difractograma o diagrama de polvo el cual puede registrarse por medios fotográficos o difractométricos.

El diagnostico consiste en identificar las fases cristalinas que contienen las sustancias minerales analizadas. Cada fase cristalina da un difractograma individual que se caracteriza por las posiciones e intensidades bien definidas de los máximos o líneas reflejadas. El conjunto registrado de los rayos X reflejado por diferentes ángulos  $\Theta$  de alguna sustancia cristalina es la constante de esta sustancia independientemente de la composición de la mezcla mineral y de la morfología de los individuos minerales.

Conociendo el ángulo inicial del registro y su escala se calculan las posiciones exactas de los máximos y por las tablas especiales se determinan las distancias interplanares ( $d$  en Å o nanómetros). Este valor también se puede calcular por la ecuación Wulf-Bregg o se puede obtener directamente en la pantalla del monitor con la ayuda de un software correspondiente de DRX. Los difractómetros modernos se utilizan ampliamente la automatización en la elaboración de los datos obtenidos con la ayuda de los softwares especiales como el DIFFRAC PLUS EVA. Instalados en las computadoras del equipo de los rayos X que permiten realizar diversas operaciones con los resultados analíticos obtenidos.

La identificación de los minerales por su difractograma consiste en comparar los valores experimentales ( $d$  e  $I$ ) con los mismos valores de la guía específica. La guía más completa de difractogramas es el Archivo de Patrones de DRX por polvos (Power Diffraction File, PDF) que era creado por el Comité Unido de Estandartes de Difracción de Polvo (JCPDF),

actualmente este fichero contiene 50 secciones con más de 50000 fichas que proporcionan la información completa sobre los datos de DRX para las sustancias de diversa naturaleza (orgánicas, inorgánicas, minerales, metales, aleaciones, cementos etc.) (Ostrooumov, 2009).

### **Espectroscopia de Infrarrojo (EIR)**

Dentro de las técnicas de caracterización de materiales, la espectroscopía de infrarrojo es una de las técnicas más utilizadas y económicas principalmente para la identificación de compuestos orgánicos, además de no requerir gran cantidad de muestra la preparación presenta muy pocas o nulas complicaciones (Ostrooumov, 2005).

El método de espectroscopía se basa en el estudio de los espectrómetros de vibración y rotación de las moléculas. Toda molécula representa un sistema electromagnético. La energía de la molécula (ion, red cristalina) se puede representar en forma de tres componentes aditivos relacionados: 1) movimiento de los electrones, 2) vibraciones de los átomos que forman la molécula, 3) rotación de la molécula, como un todo:

$$E = E_{el.} + E_{vib.} + E_{rot.}$$

A cada tipo de energía interna de la molécula le corresponde una región espectral. A la energía de los electrones ( $E_{el.}$ ), es decir, la de los saltos electrónicos le corresponde la región ultravioleta y de la luz visible. Las energías  $E_{vib.}$  y  $E_{rot.}$  De las moléculas corresponden a la región infrarroja del espectro con una longitud de onda desde 0.75 hasta 1000 micrones (es decir  $1/\lambda = 14000 - 10 \text{ cm}^{-1}$ ) y ocupa la región espectral entre la luz visible (0.4 – 0.075  $\mu\text{m}$ ) y las ondas de radio ( $\lambda > 1 \text{ cm}$ ). La longitud de onda es el camino recorrido por la onda durante un periodo.

La región infrarroja se divide en tres zonas: a) **infrarroja cercana** (IRC 13333 – 4000  $\text{cm}^{-1}$  o 0.8-2.5 $\mu\text{m}$ ), es favorable para la identificación de las bandas típicas:  $\text{Fe}^{2+}$  (0.8-2.5 $\mu\text{m}$ ),  $\text{H}_2\text{O}$  (1.4; 1.9  $\mu\text{m}$ ), OH (2.2; 2.7  $\mu\text{m}$ ),  $\text{CO}_3$  (1.9; 2.0; 2.17; 2.3  $\mu\text{m}$ ), es decir este intervalo se utiliza para el análisis cualitativo o semicuantitativo de estos grupos atómicos y para determinar también ciertos elementos químicos.

En la región b) **infrarroja mediana** (IRM: 4000 – 400  $\text{cm}^{-1}$  o 2.5 -2.5 $\mu\text{m}$ ), los espectros infrarrojo medianos de un mineral permiten obtener siempre la información importante de los grupos atómicos fundamentales que lo componen. Por ejemplo, en la región 1600-900  $\text{cm}^{-1}$  se encuentra la mayoría de las bandas intensas y estrechas para la identificación para los grupos atómicos principales de los minerales, que son, a su vez, componentes principales de las rocas de la corteza terrestre (feldespatos, inosilicatos, filosilicatos, etc.) en la región 550-500  $\text{cm}^{-1}$  se encuentran las bandas típicas de los inosilicatos y filosilicatos. Las bandas 625-590  $\text{cm}^{-1}$  son características para los feldespatos. En la región 830-625  $\text{cm}^{-1}$

aparecen las bandas de absorción características de la intensidad media y débil de ciclosilicatos.

Los carbonatos se caracterizan por las bandas intensas en dos regiones  $1560-1370\text{ cm}^{-1}$  y  $890-800\text{ cm}^{-1}$ . Dos bandas son típicas para los sulfatos  $1160-1120\text{ cm}^{-1}$  y  $680-610\text{ cm}^{-1}$ . Por lo tanto la mayoría de las bandas características de los minerales se encuentran en la zona mediana del espectro del infrarrojo.

La región c) **infrarroja lejana** (IRL:  $400-10\text{ cm}^{-1}$  o  $25-1000\text{ }\mu\text{m}$ ) es la zona donde se observan las bandas fundamentales de frecuencias básicas traslaciones y rotaciones impedidas de los guapos poliatómicos presentes o de los grupos de coordinación con los cationes presentes en la estructura cristalina. Esta zona para minerales no se encuentra todavía bien estudiada.

La espectroscopia infrarroja permite obtener la información objetiva y necesaria sobre diversos aspectos cristaloquímicas de los minerales. El estudio de la cristaloquímica de los minerales por medio de sus espectros infrarrojos tiene gran importancia tanto teórica como práctica así por ejemplo la interpretación correcta de estos espectros ayuda, en la caracterización estructural de los minerales.

Los espectros de absorción o reflexión infrarroja de cada sustancia mineral juegan en cierta forma el papel de una “Huella” digital. Gracias a los espectros infrarrojos cualquier especie o variedad mineral se distingue por sus características específicas que permiten diferenciarlo de los demás. Estas características son: la configuración (la forma) del espectro, el número y la posición de las bandas y sus intensidades relativas (Ostrooumov, 2009).

### **Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)**

La microscopía electrónica de barrido es una de las principales técnicas de caracterización de minerales, pues provee una resolución de imagen entre 1 y 10 nanómetros (nm). Su principio básico es la incidencia de un haz de electrones, típicamente de un diámetro de 10 nm, los cuales son acelerados aplicando un alto voltaje; estos electrones incidentes o primarios llegan a la muestra y proveen de energía a los electrones atómicos presentes en ella, los cuales son emitidos al vacío circundante como electrones secundarios a diversos ángulos y baja energía; los electrones provenientes del haz y que son dispersados en un ángulo mayor a  $90^\circ$  y con alta energía, son colectados como una señal de electrones retrodispersados (BSE) a partir de la cual se genera una imagen serialmente, es decir punto por punto, en vez de simultáneamente como en el microscopio de luz o el Microscopio Electrónico de Transmisión (Ergeton, 2005).

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

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

Sus principales ventajas son que posee muy alta resolución, no requiere de mucha muestra para el análisis, esta es fácil de preparar y además de proporcionarnos información morfológica también se puede hacer microanálisis químico elemental. Las desventajas de este equipo son las siguientes, es útil para analizar texturas externas y la muestra es destruida por metalización.

## ANEXO II. RESULTADOS

### MINERALOGIA Difracción de Rayos X

#### LBP-13-I 10 cm

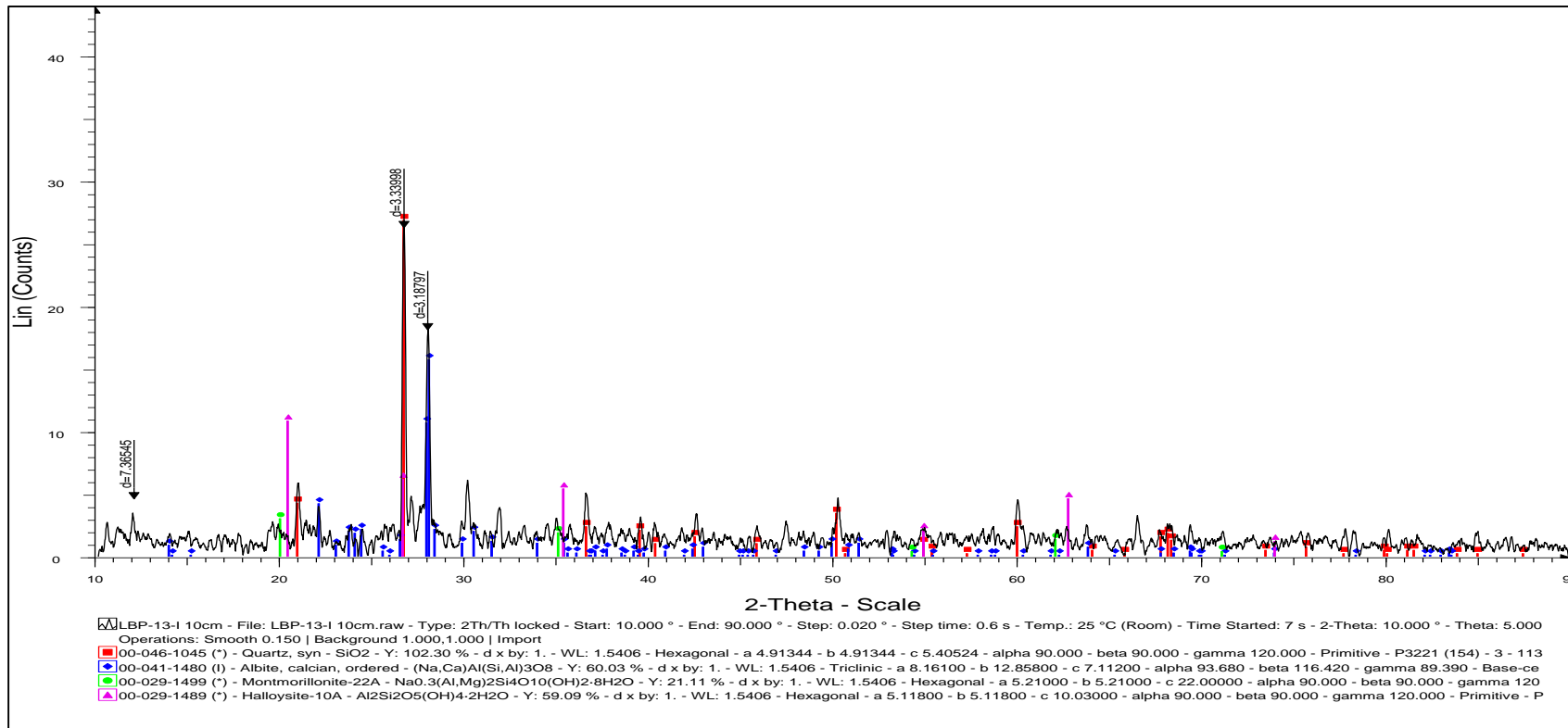


Figura 36. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 10 cm del núcleo LBP-13-I.

## LBP-13-I 20 cm

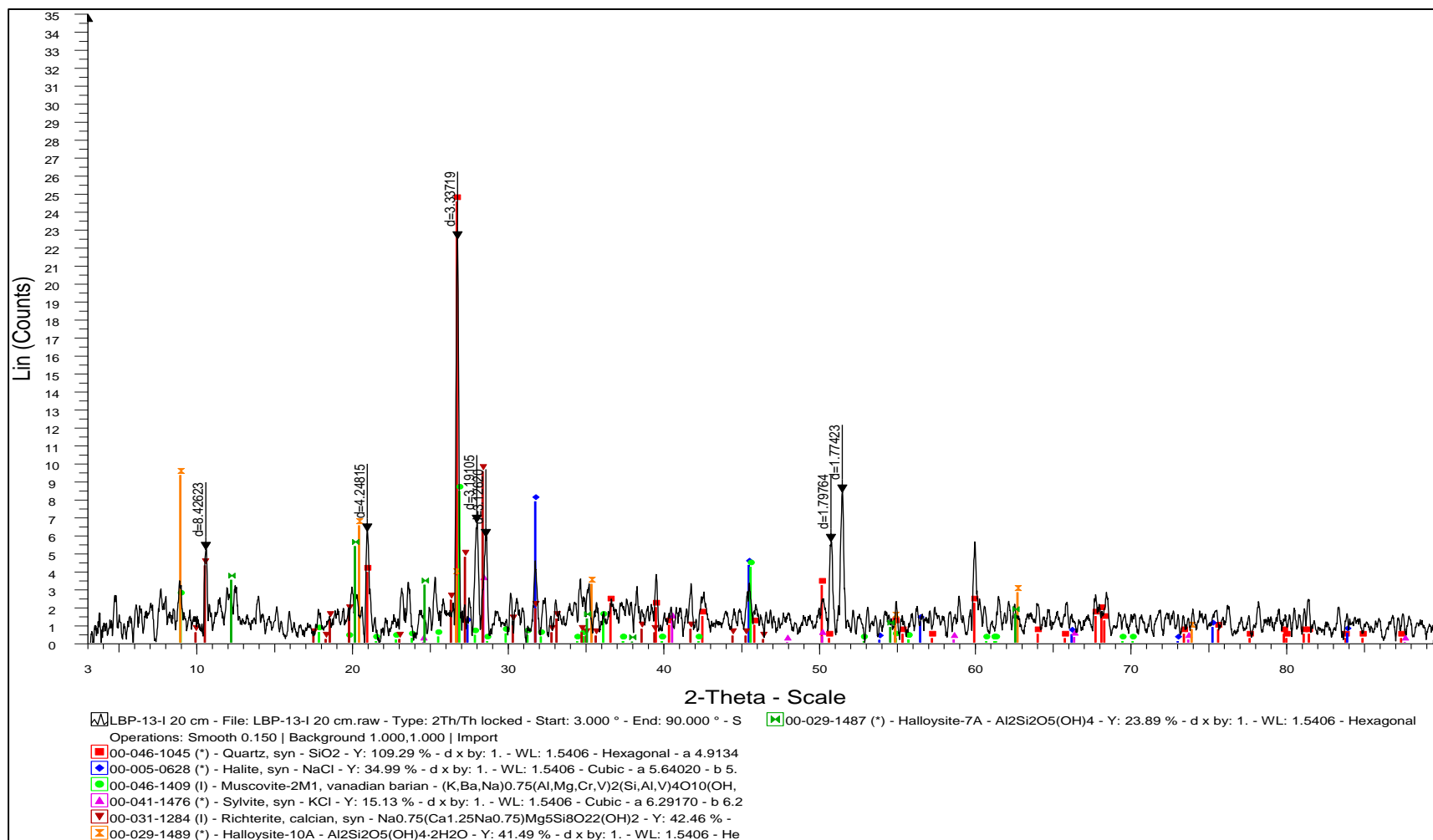


Figura 37. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 20 cm del núcleo LBP-13-I.

## LBP-13-I 30 cm

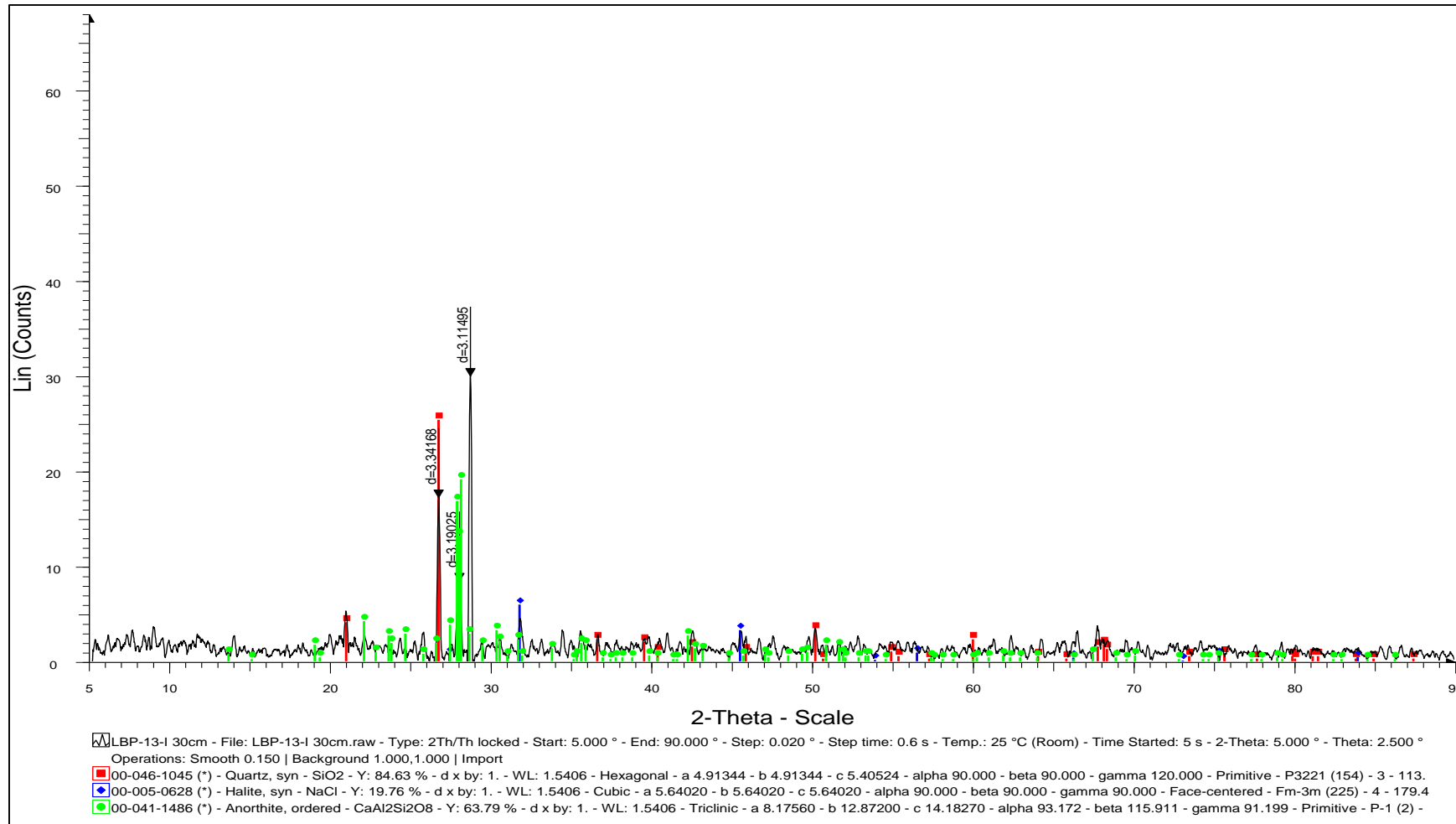


Figura 38. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 30 cm del núcleo LBP-13-I.

## LBP-13-I 35 cm

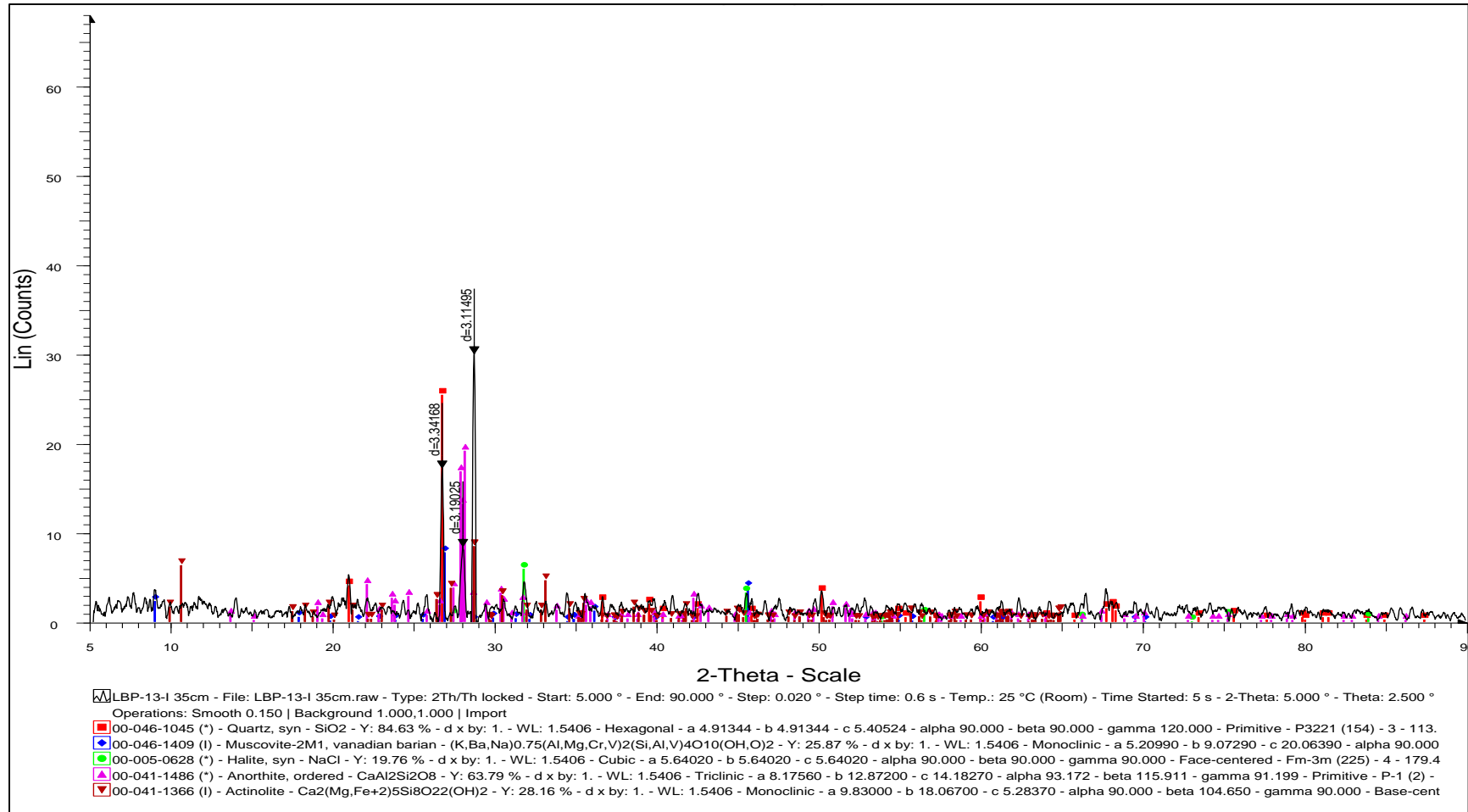


Figura 39. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 40 cm del núcleo LBP-13-I.

### LBP-13-I 40 cm

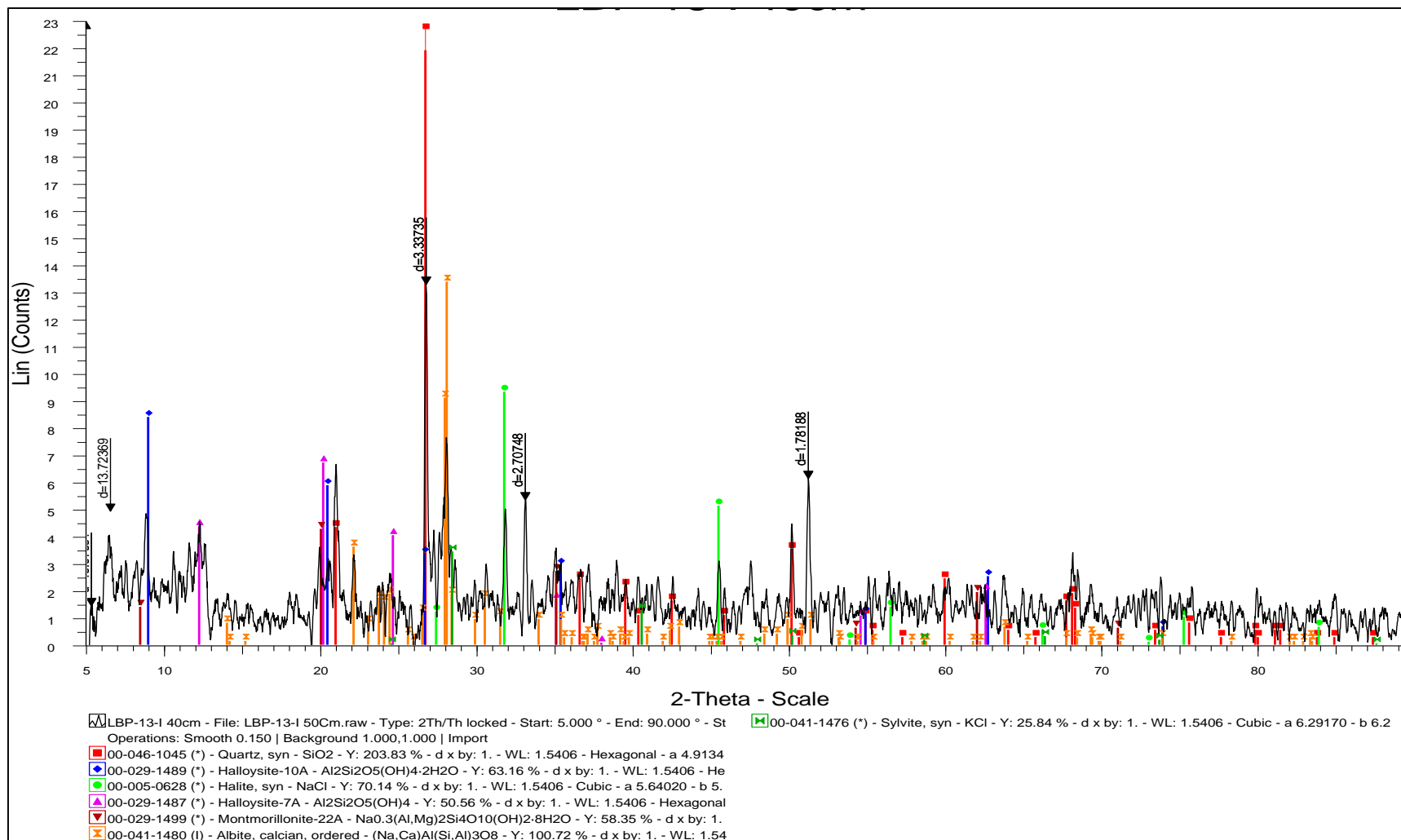


Figura 40. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 50 cm del núcleo LBP-13-I.

### LBP-13-I 50 cm

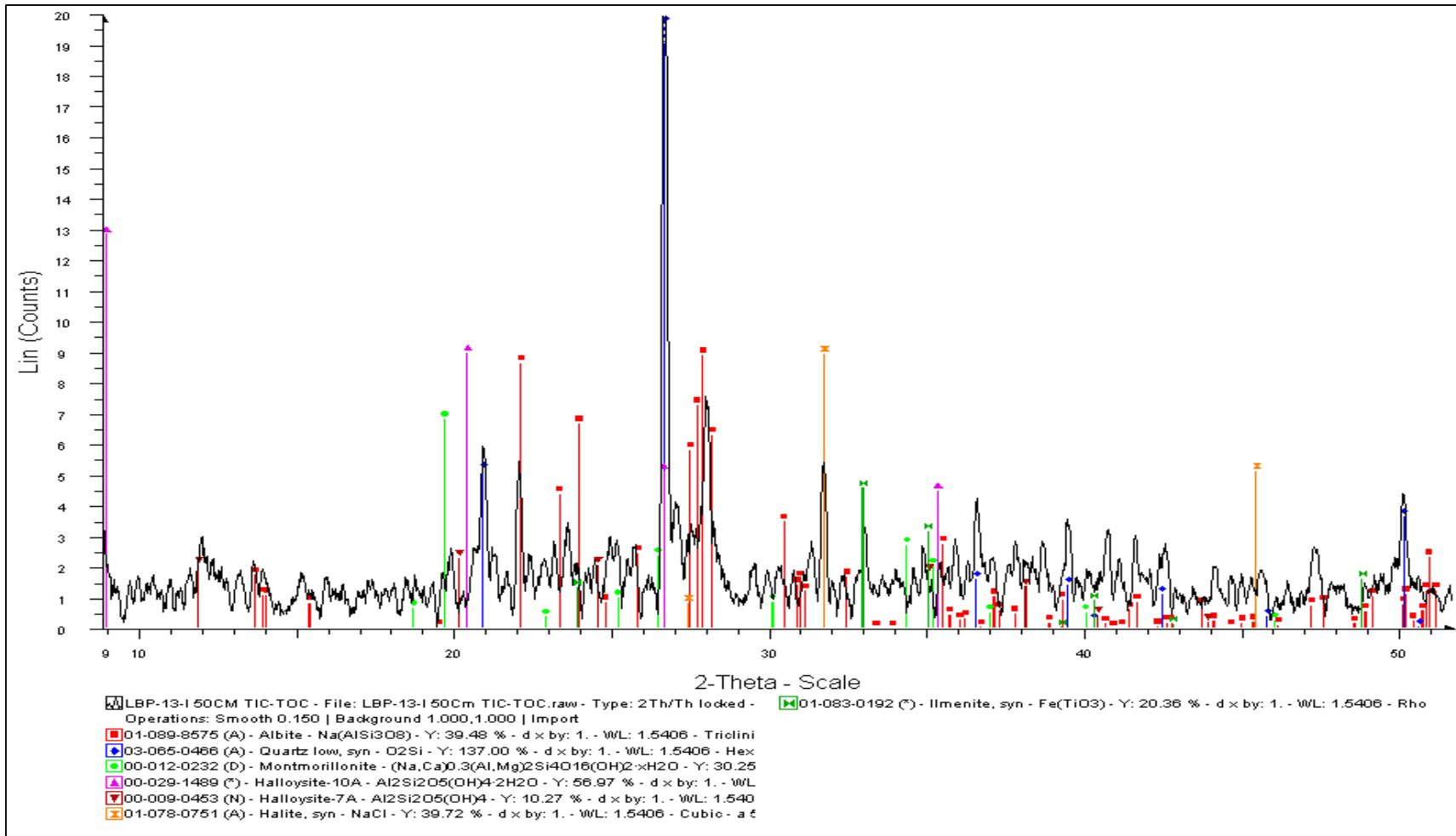


Figura 41. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 60 cm del núcleo LBP-13-I.

### LBP-13-I 70 cm

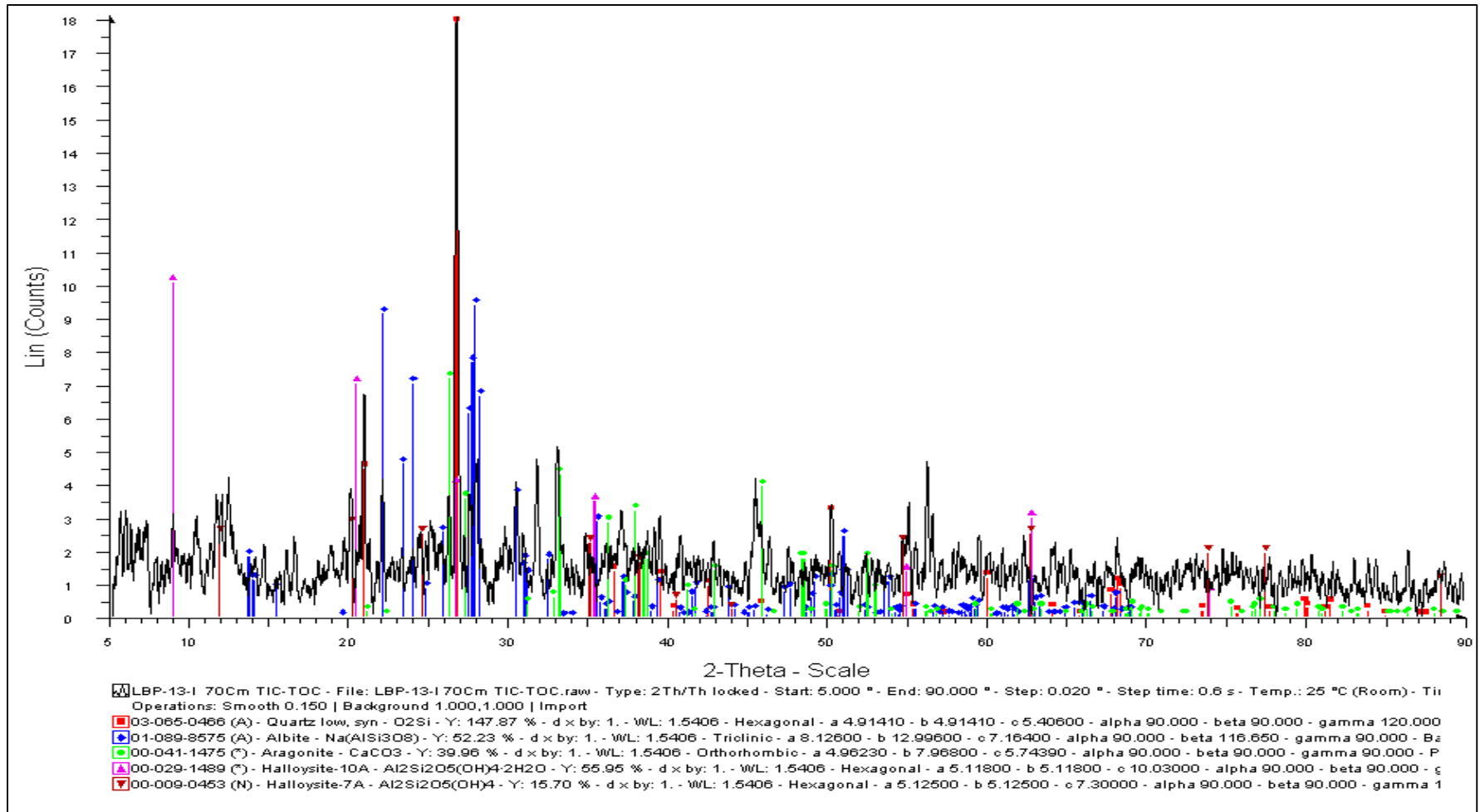


Figura 42. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 70 cm del núcleo LBP-13-I.

### LBP-13-II 10 cm

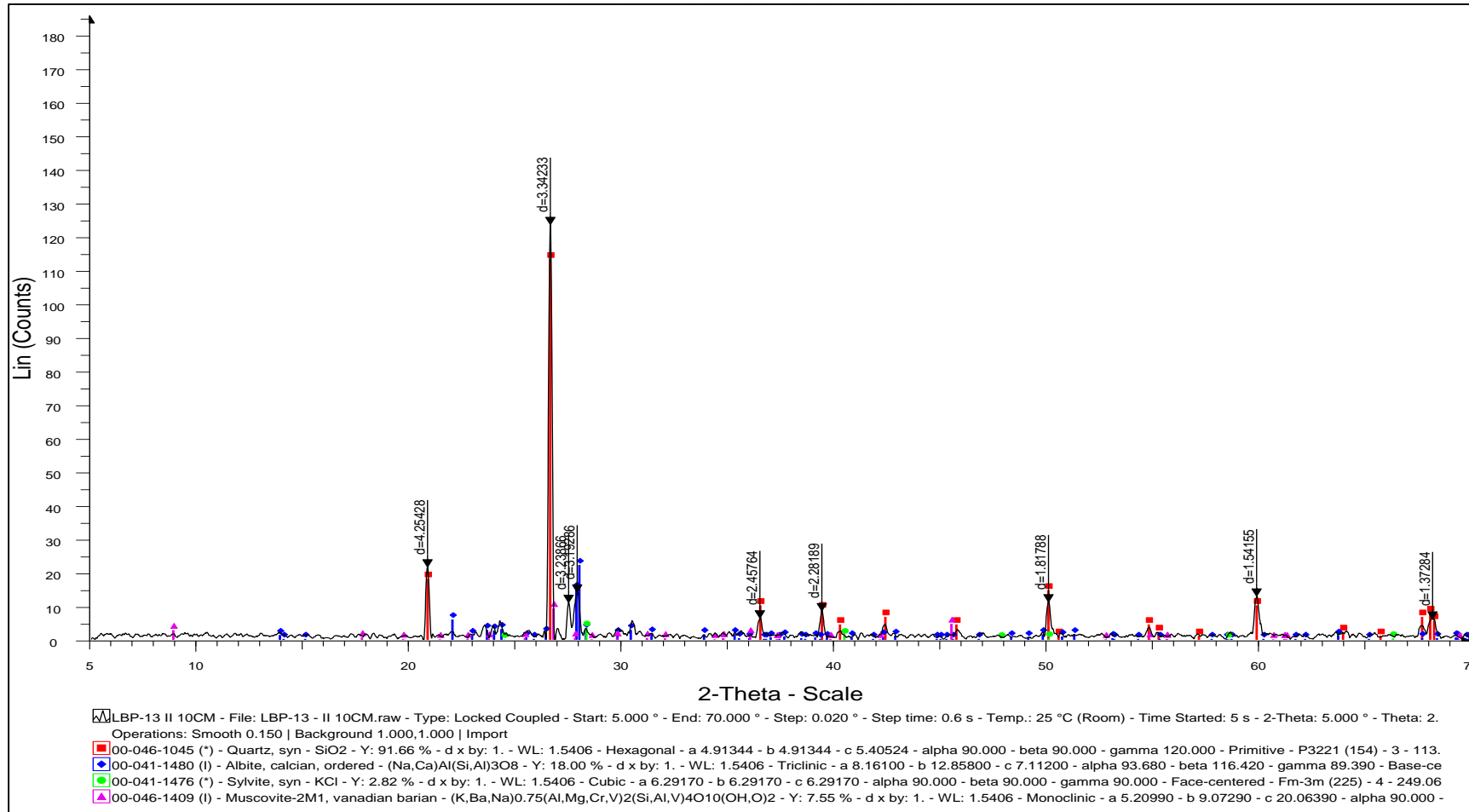


Figura 43. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 10 cm del núcleo LBP-13-II.

### LBP-13-II 20 cm

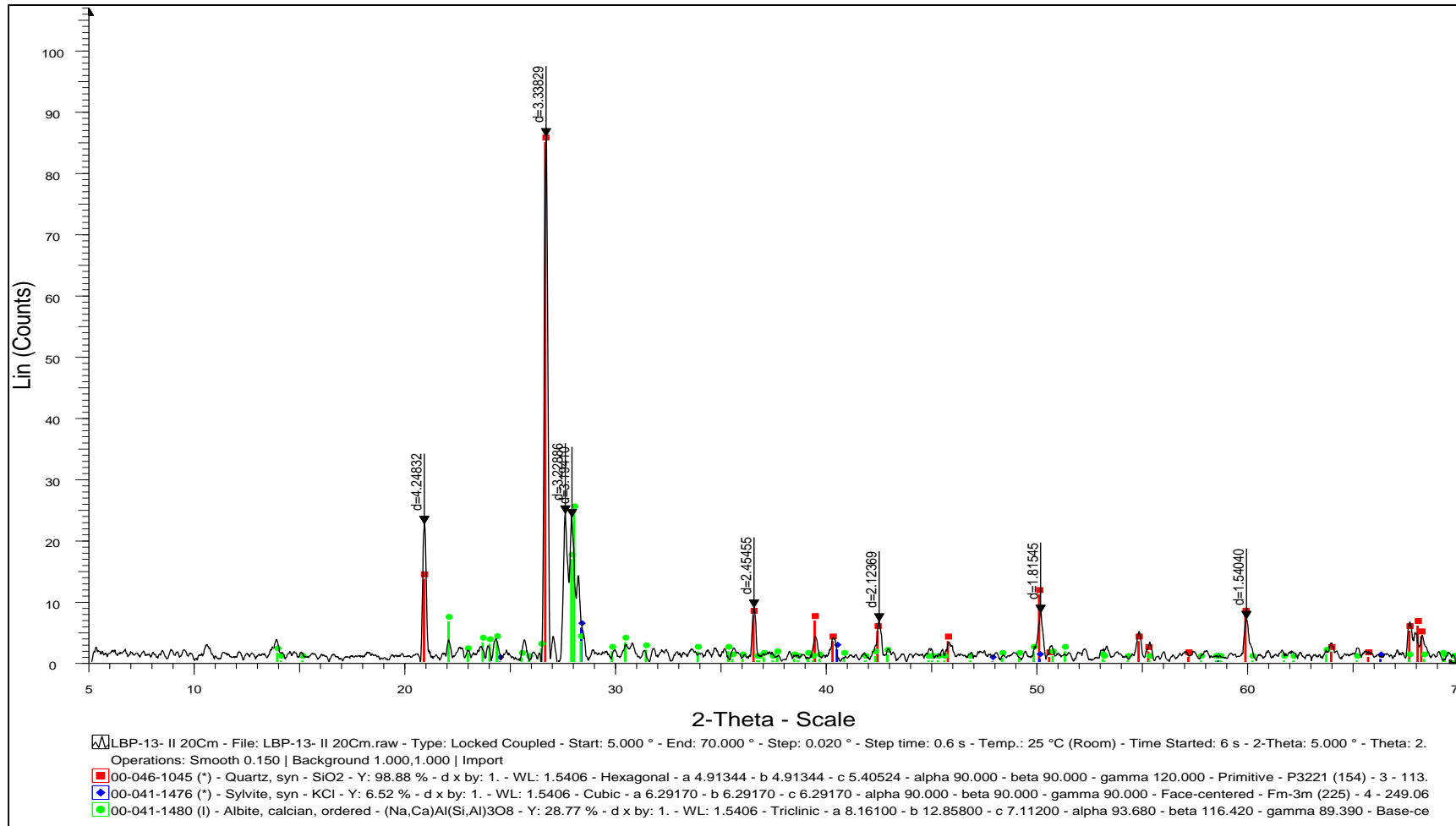


Figura 44. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 20 cm del núcleo LBP-13-II.

### LBP-13-II 30 cm

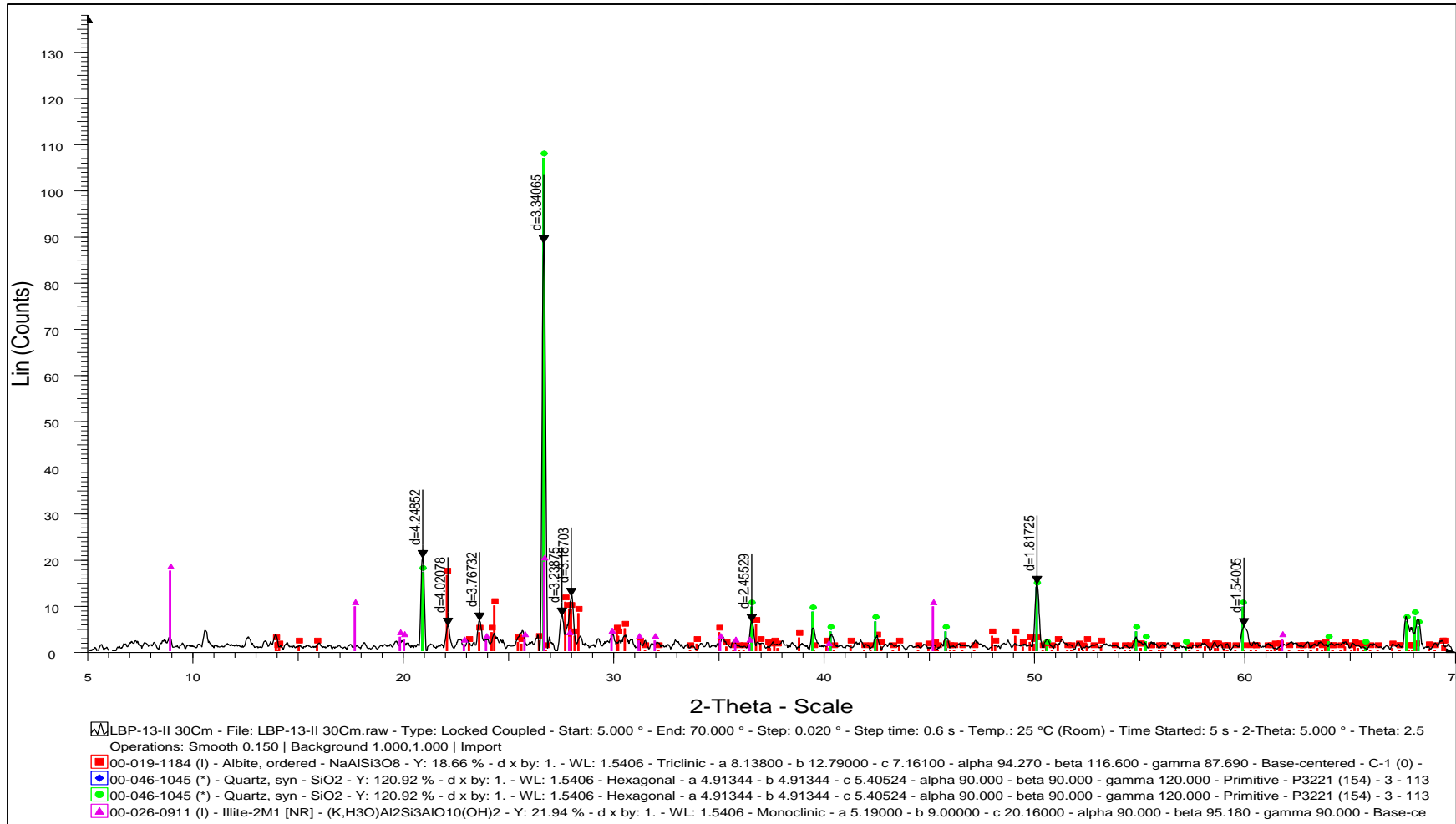


Figura 45. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 30 cm del núcleo LBP-13-II.

### LBP-13-II 40 cm

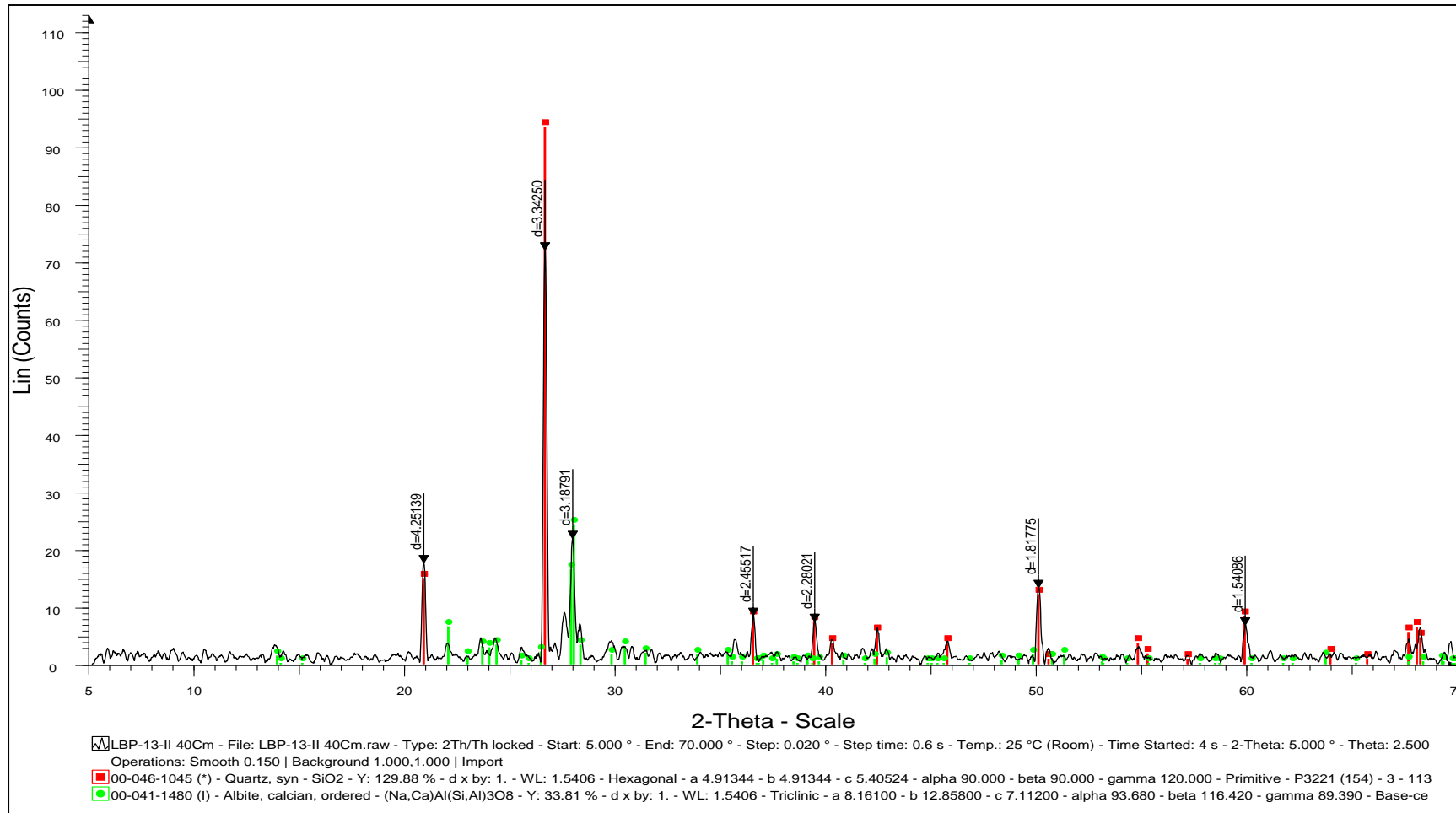


Figura 46. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 40 cm del núcleo LBP-13-II.

### LBP-13-II 50 cm

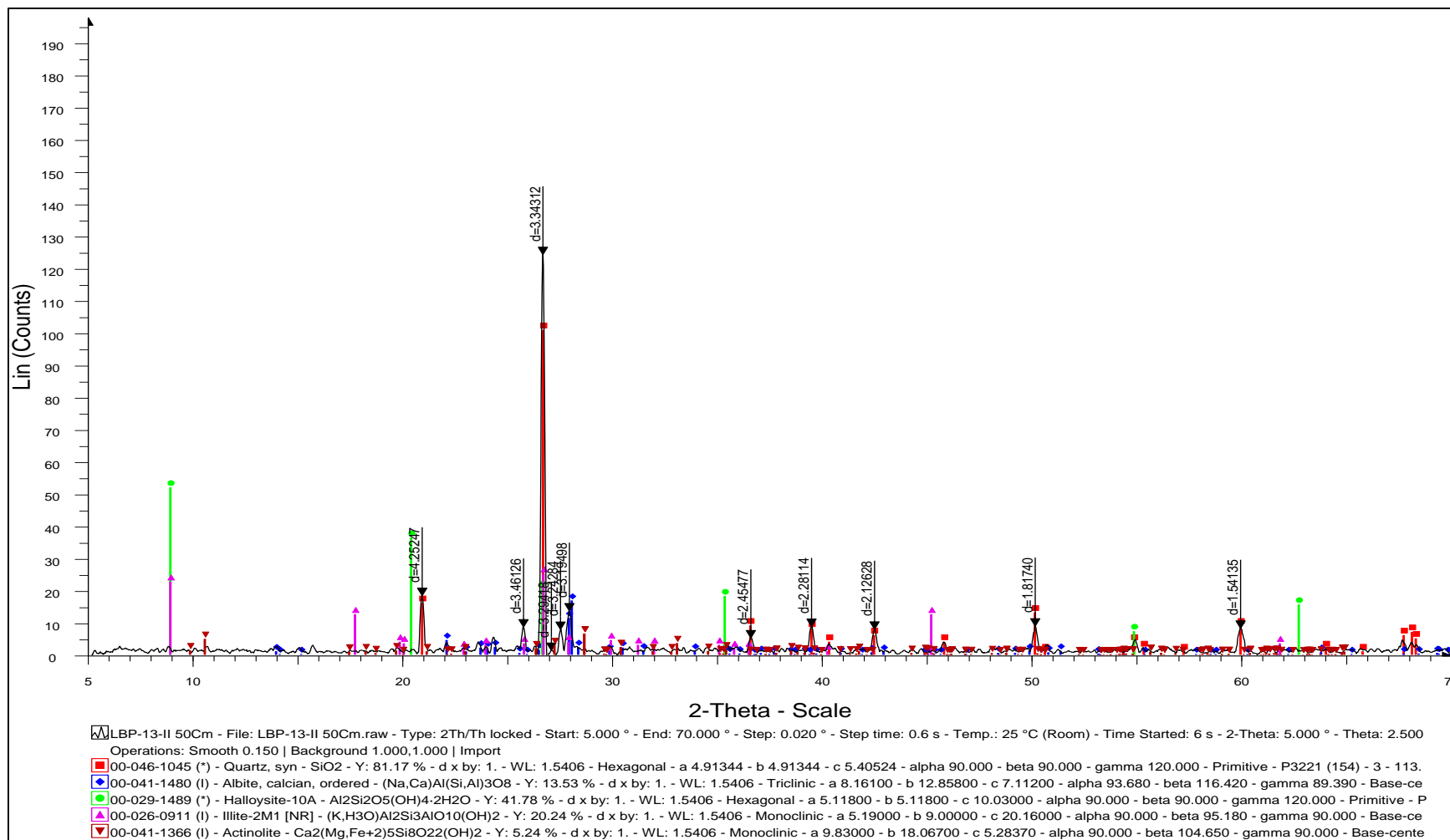


Figura 47. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 50 cm del núcleo LBP-13-II.

## LBP-13-II 60 cm

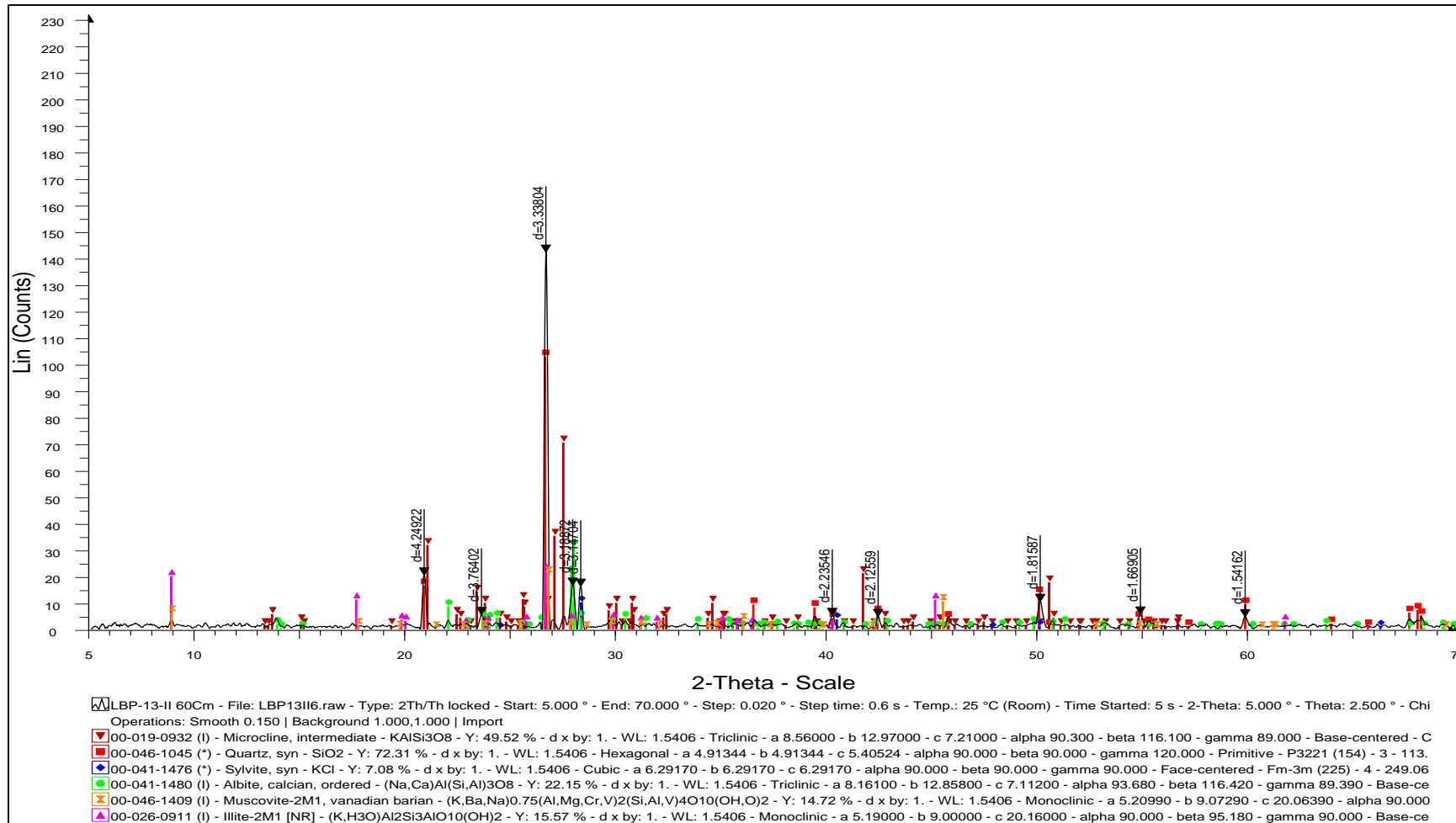


Figura 48. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 60 cm del núcleo LBP-13-II.

### LBP-13-II 70 cm

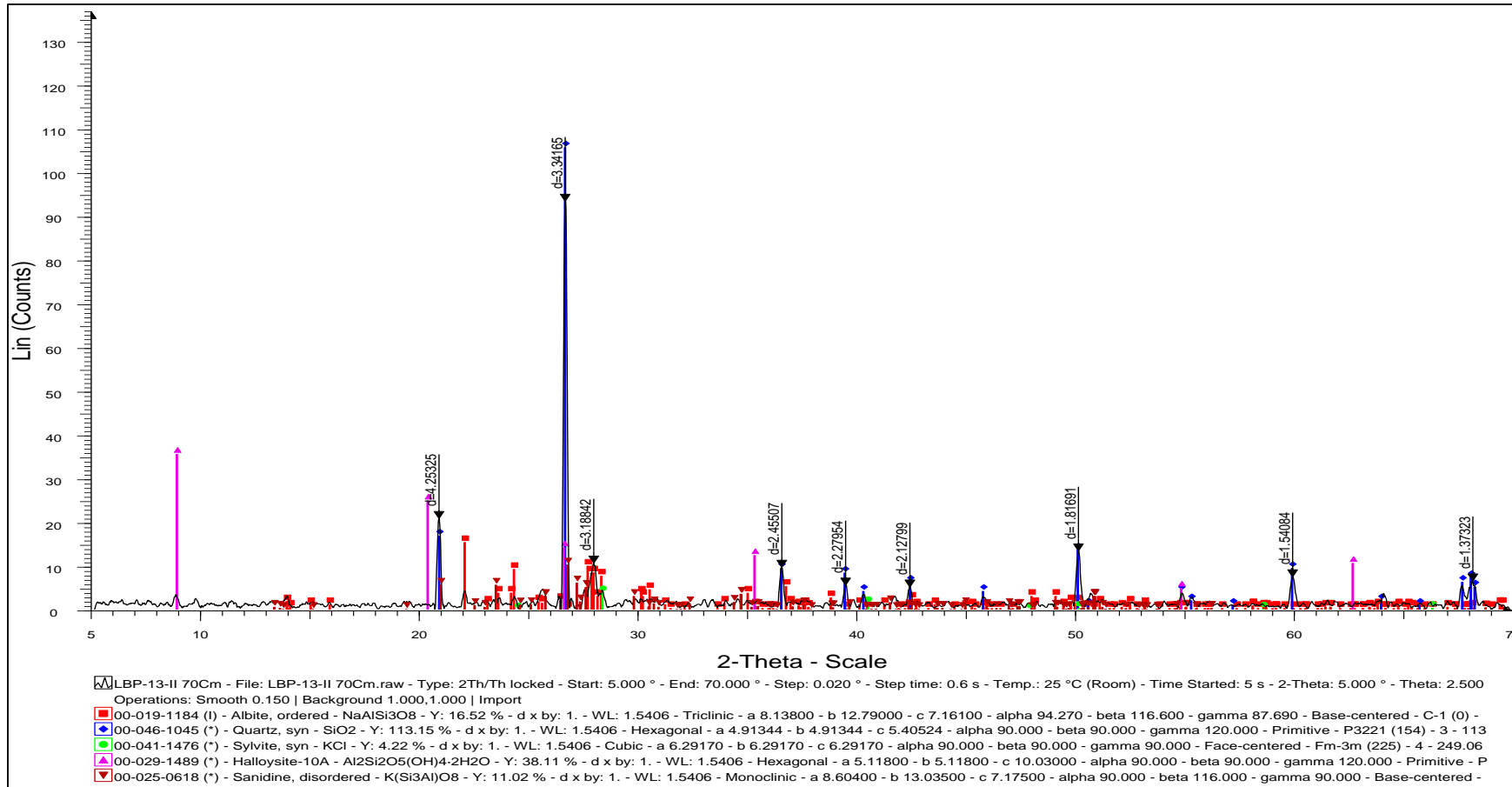


Figura 49. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 70 cm del núcleo LBP-13-II.

## LBP-13-II 80cm

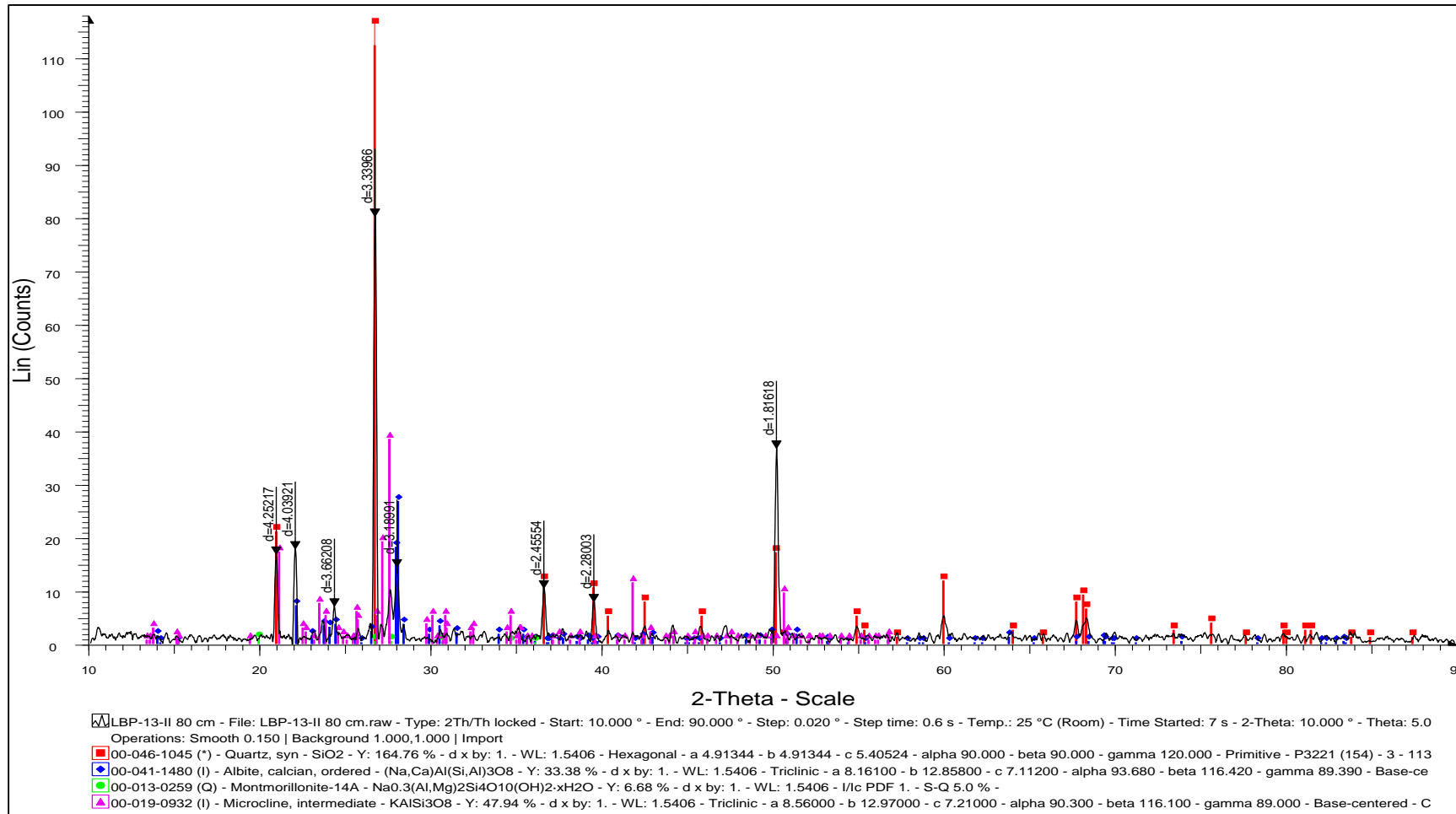


Figura 50. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 80 cm del núcleo LBP-13-II.

### LBP-13-II 85 cm

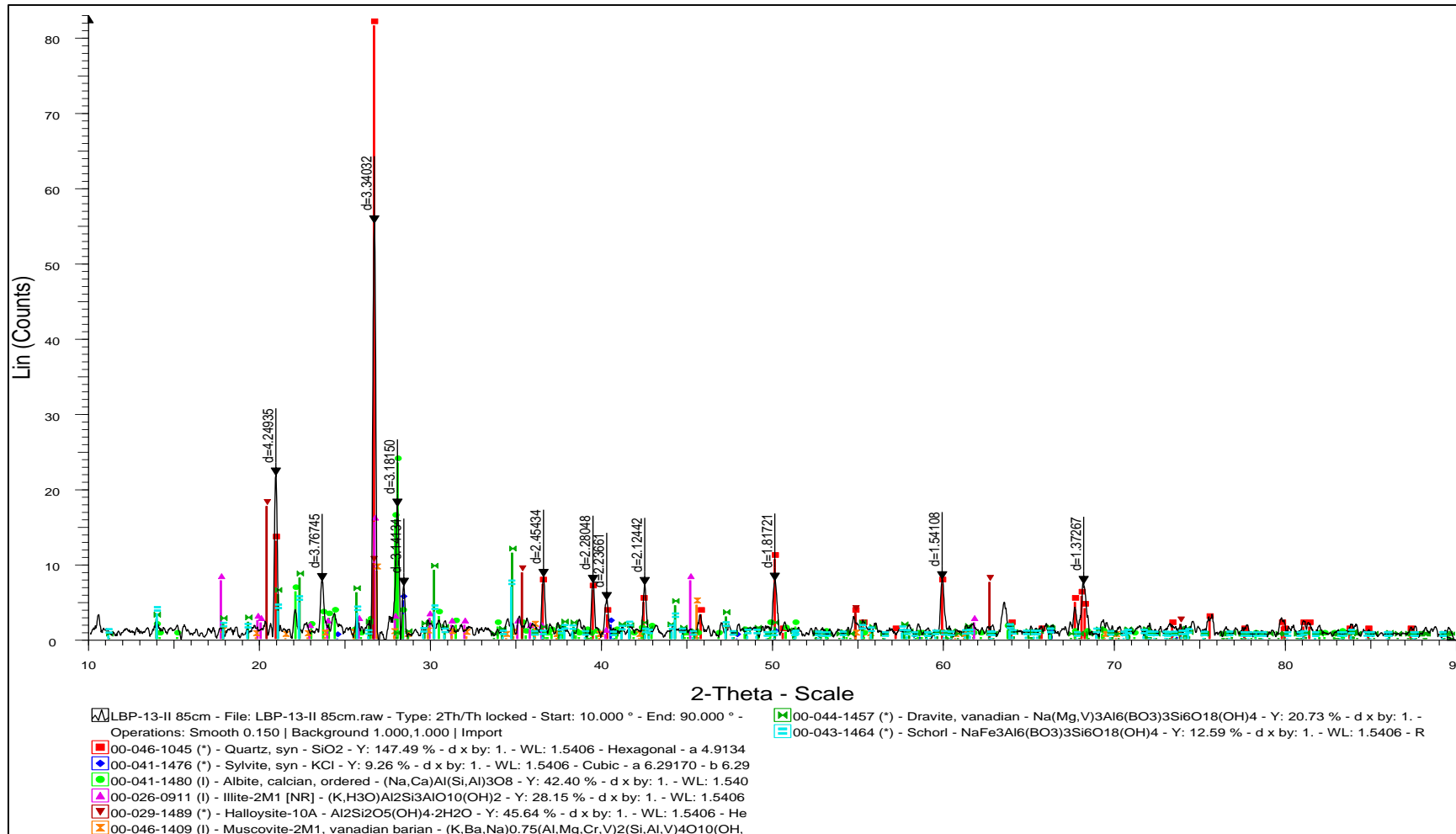


Figura 51. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 85 cm del núcleo LBP-13-II.

### LBP-13-III 5 cm

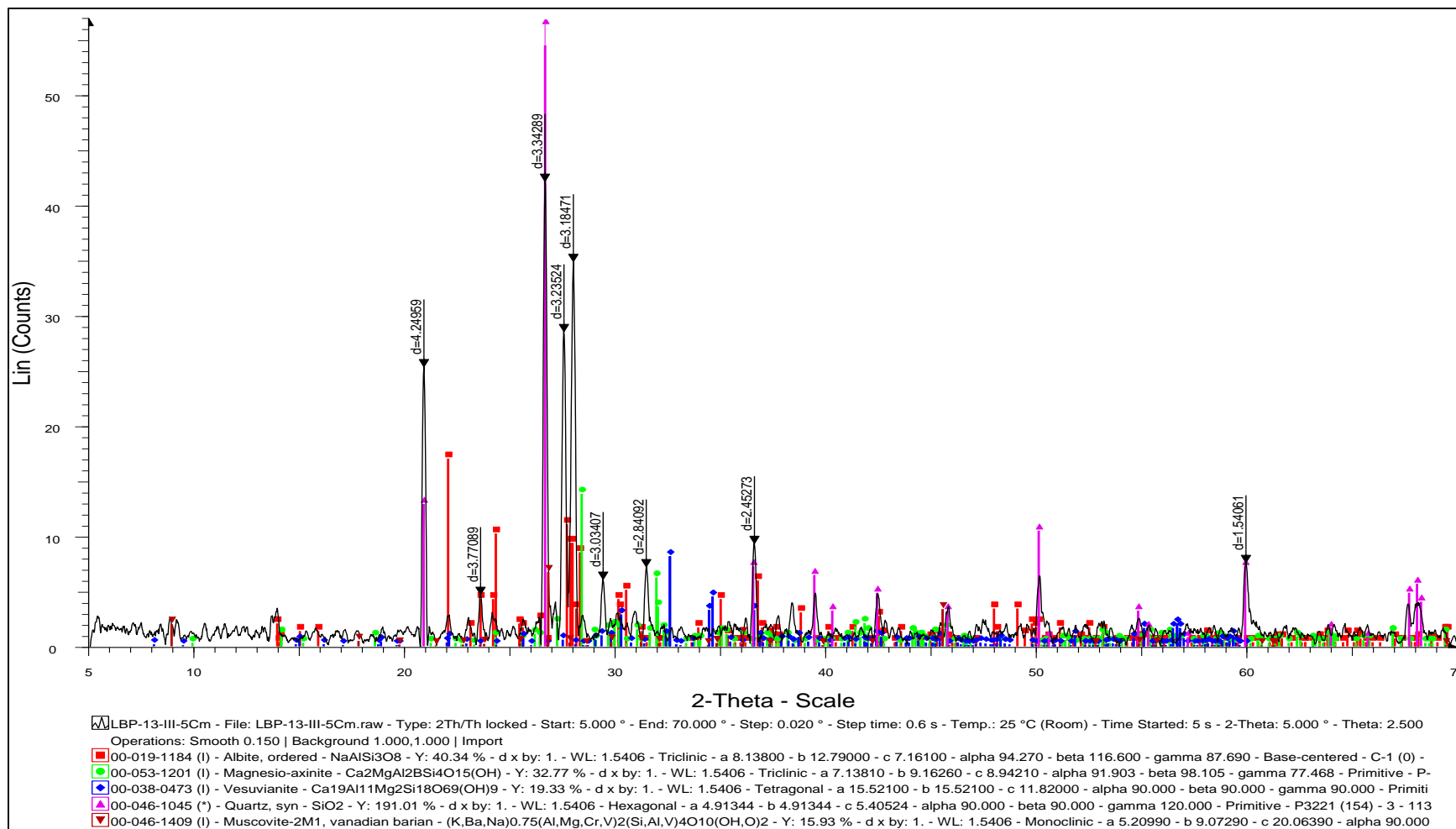


Figura 52. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 5 cm del núcleo LBP-13-III.

## LBP-13-30 cm

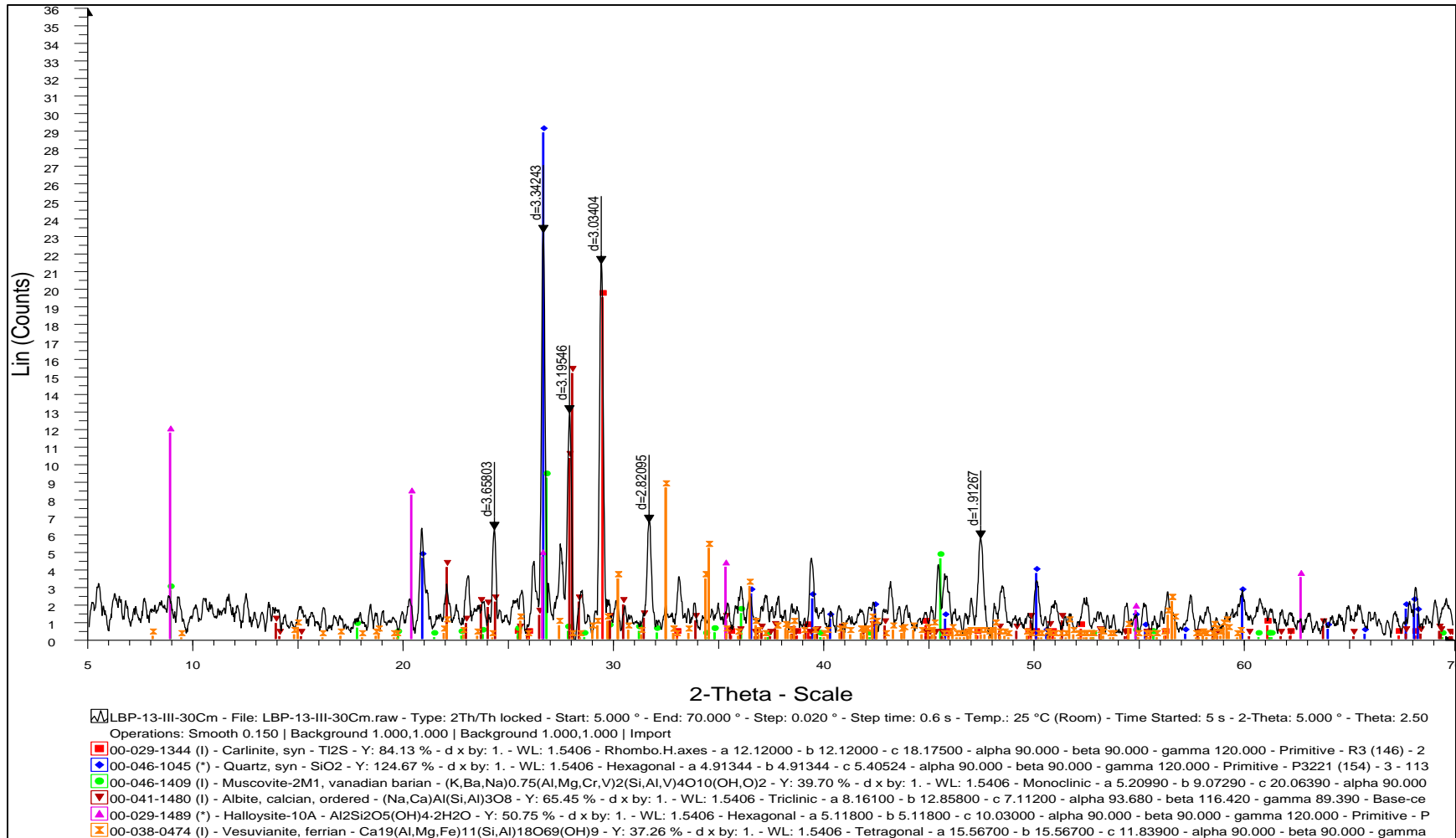


Figura 53. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 30 cm del núcleo LBP-13-III.

### LBP-13-III 45 cm

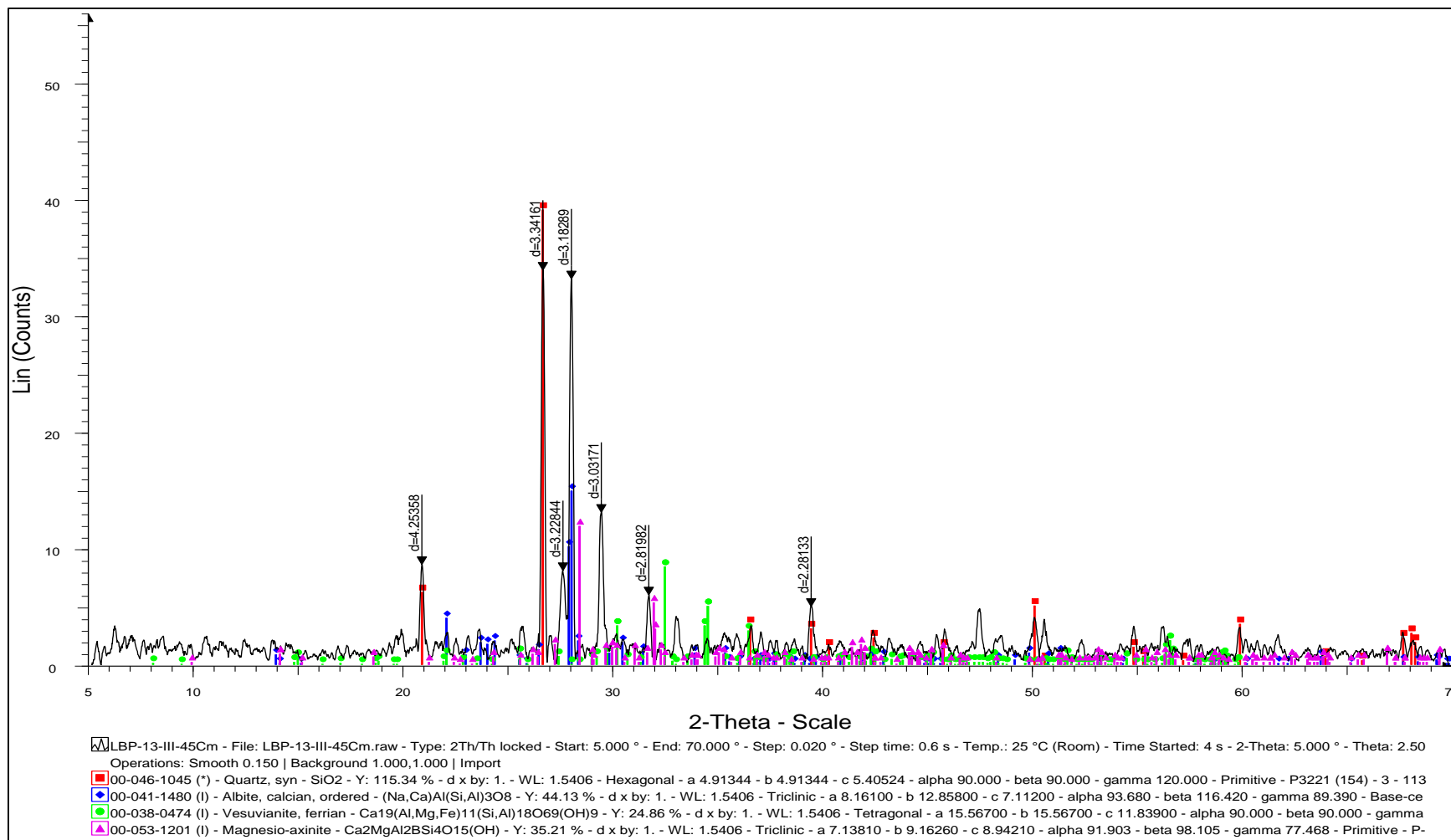


Figura 54. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 45 cm del núcleo LBP-13-III.

### LBP-13-III 60 cm

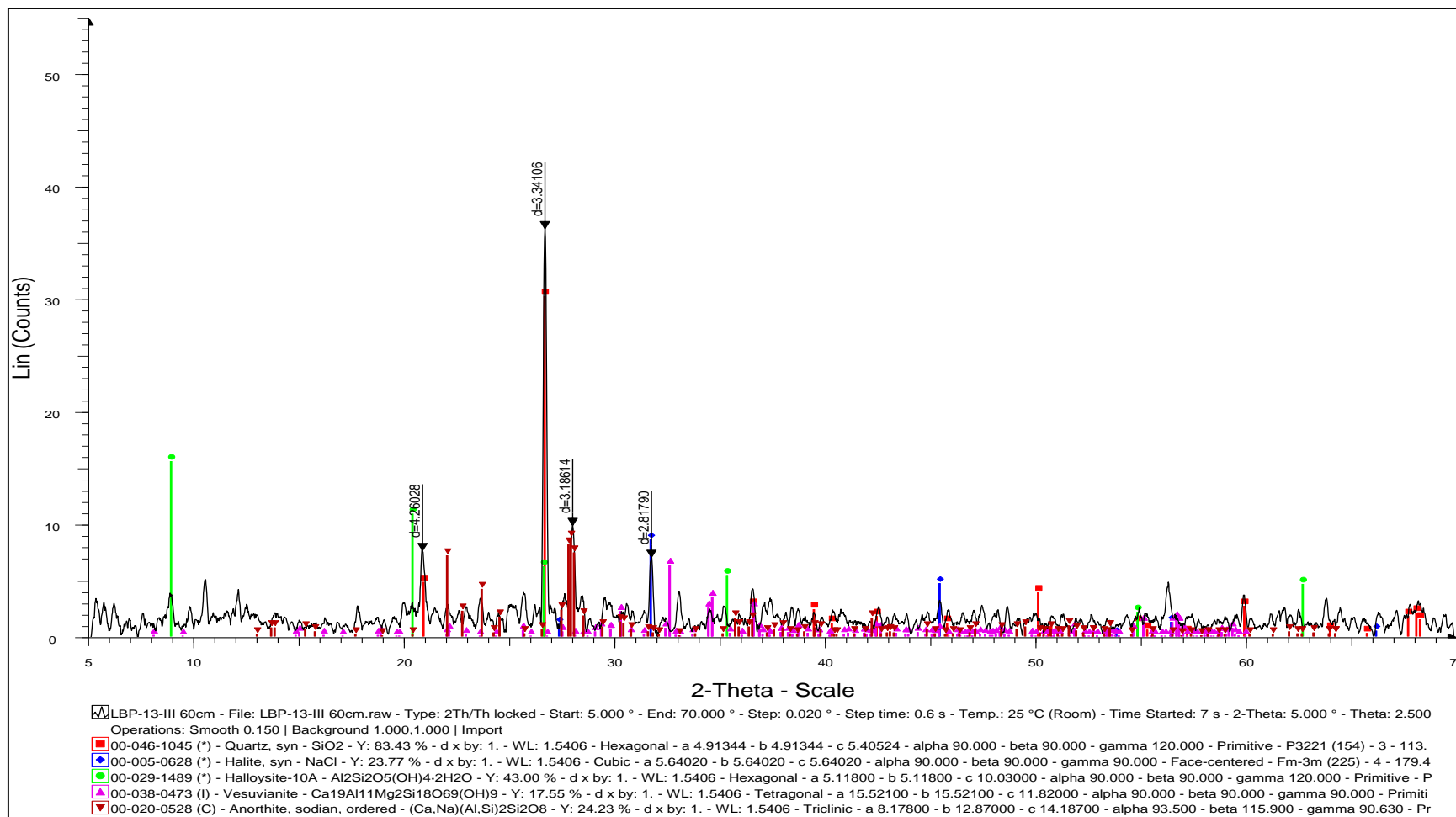


Figura 55. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 60 cm del núcleo LBP-13-III.

### LBP-13-III 70 cm

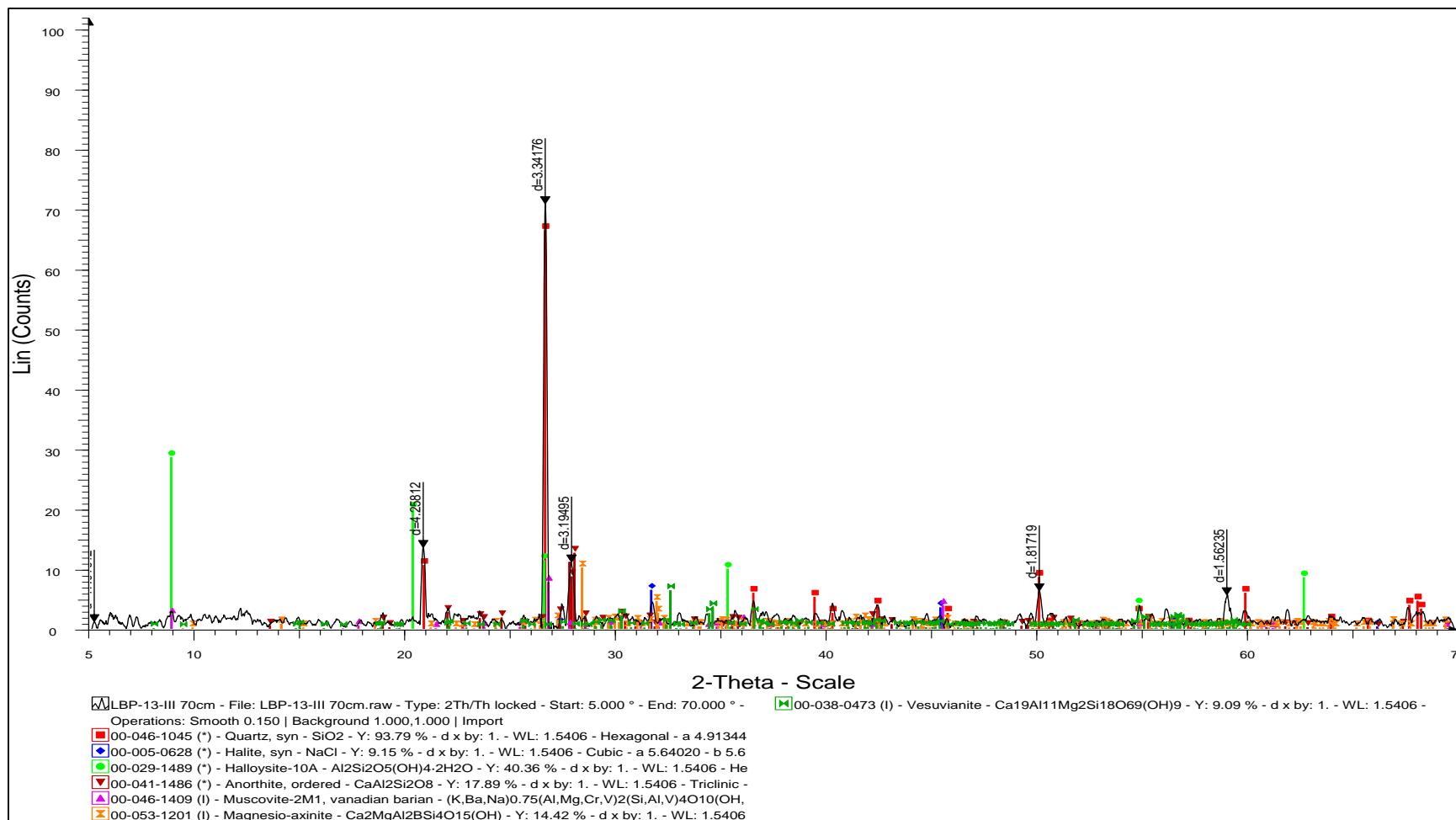


Figura 56. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 70 cm del núcleo LBP-13-III.

### LBP-13-III 80 cm

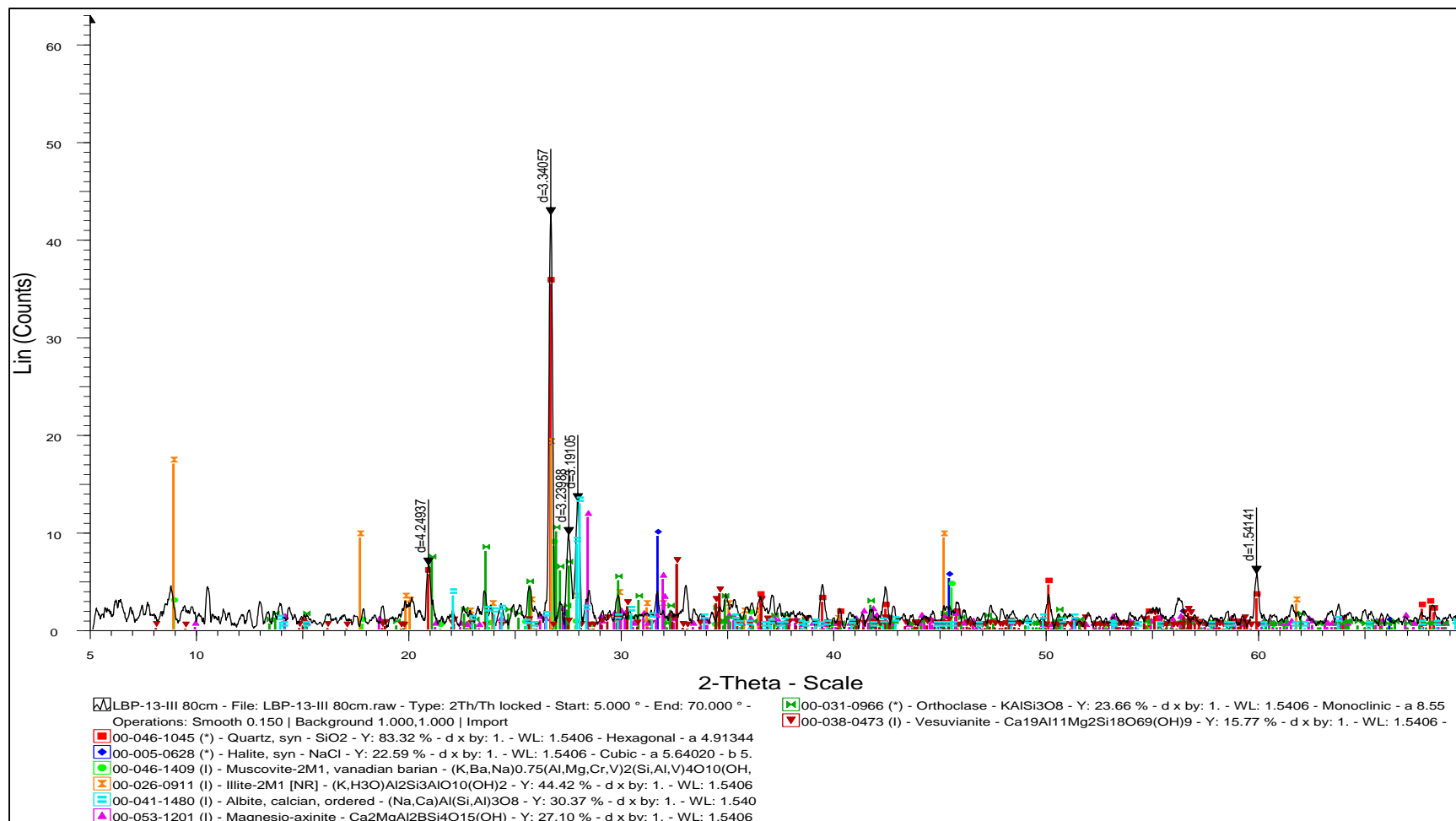


Figura 57. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 80 cm del núcleo LBP-13-III.

### LBP-13-III 90 cm

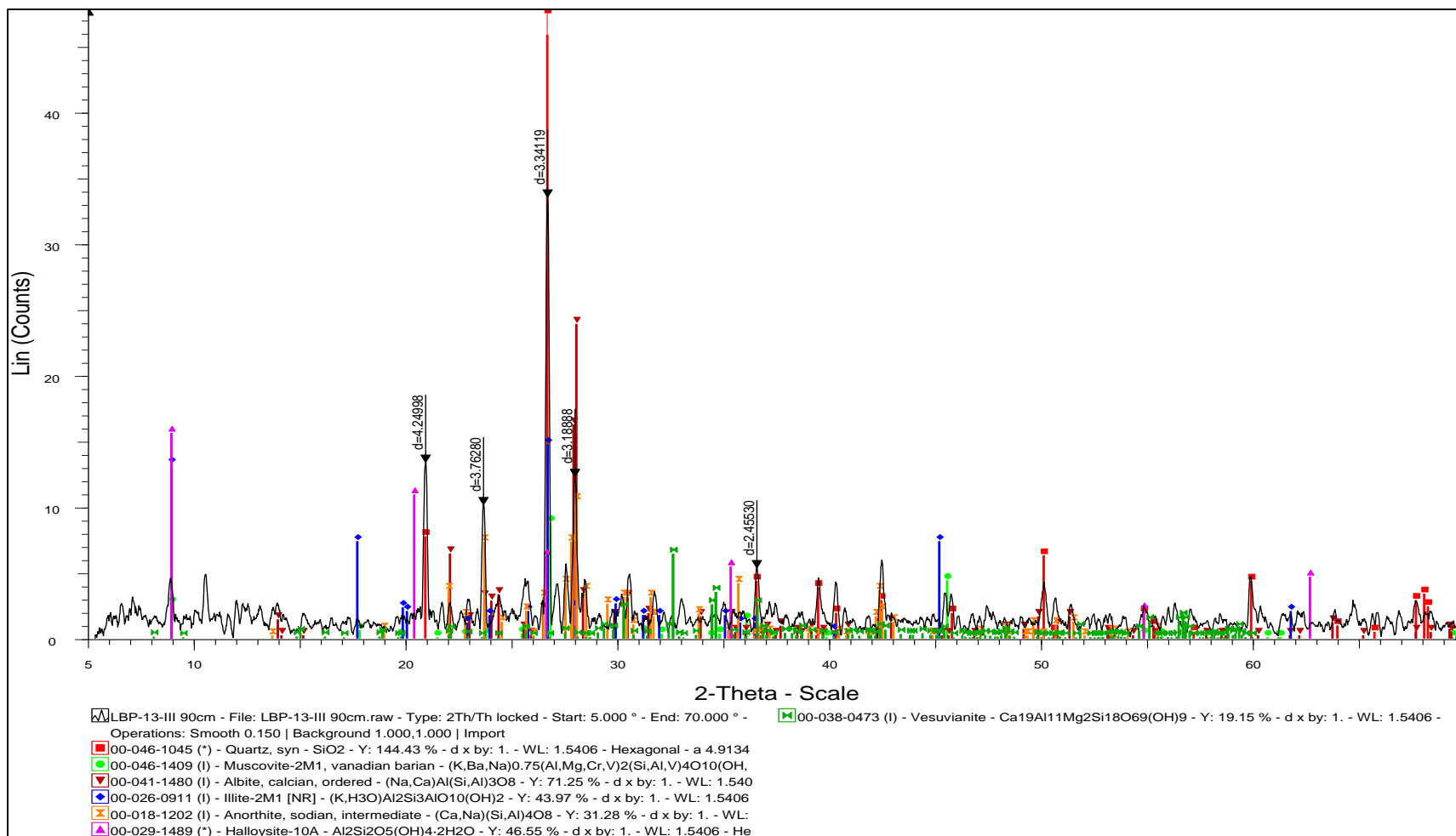


Figura 58. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 90 cm del núcleo LBP-13-III.

### LBP-13-IV 10 cm

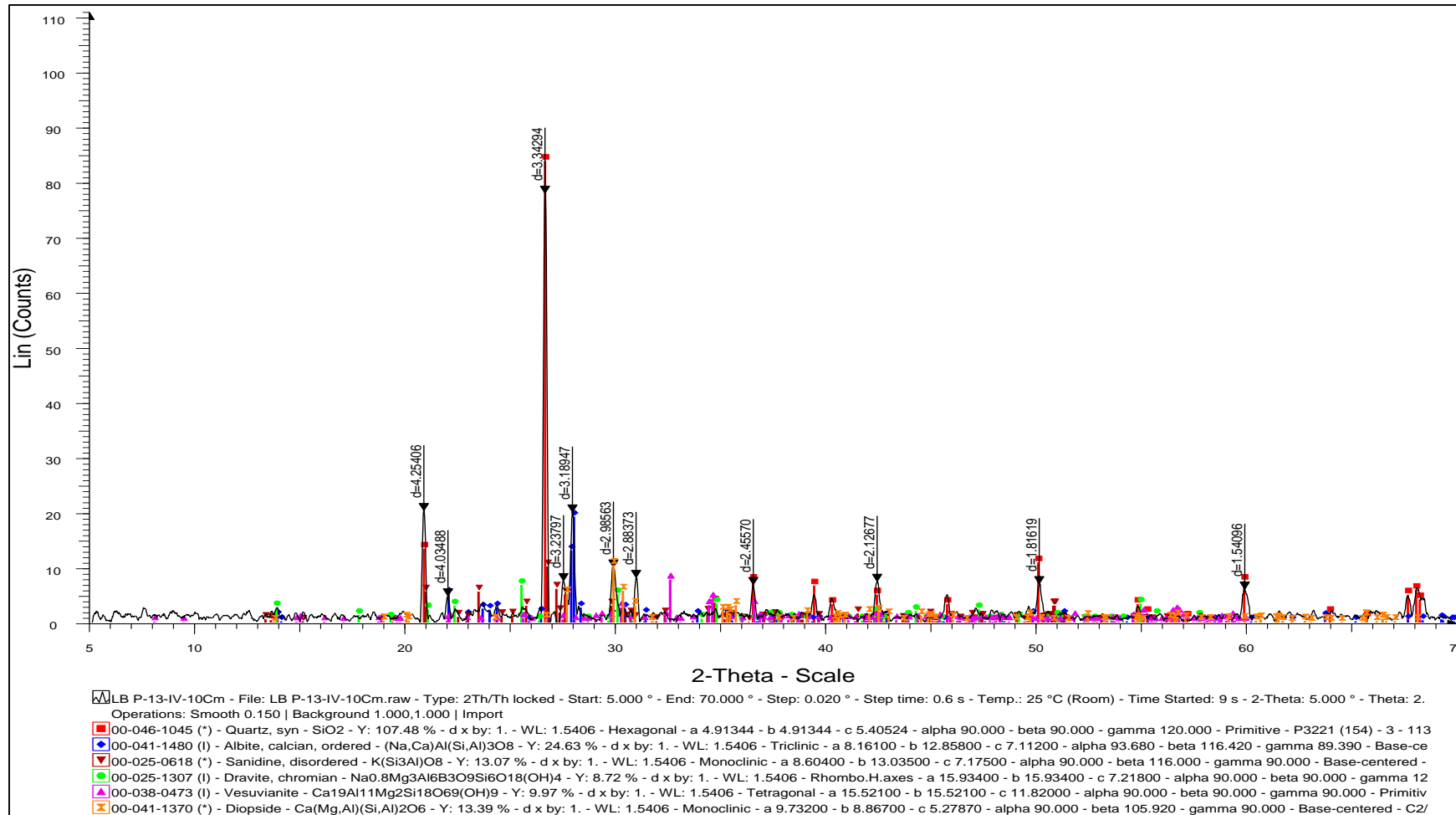


Figura 59. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 10 cm del núcleo LBP-13-IV.

### LBP-13-IV 20 cm

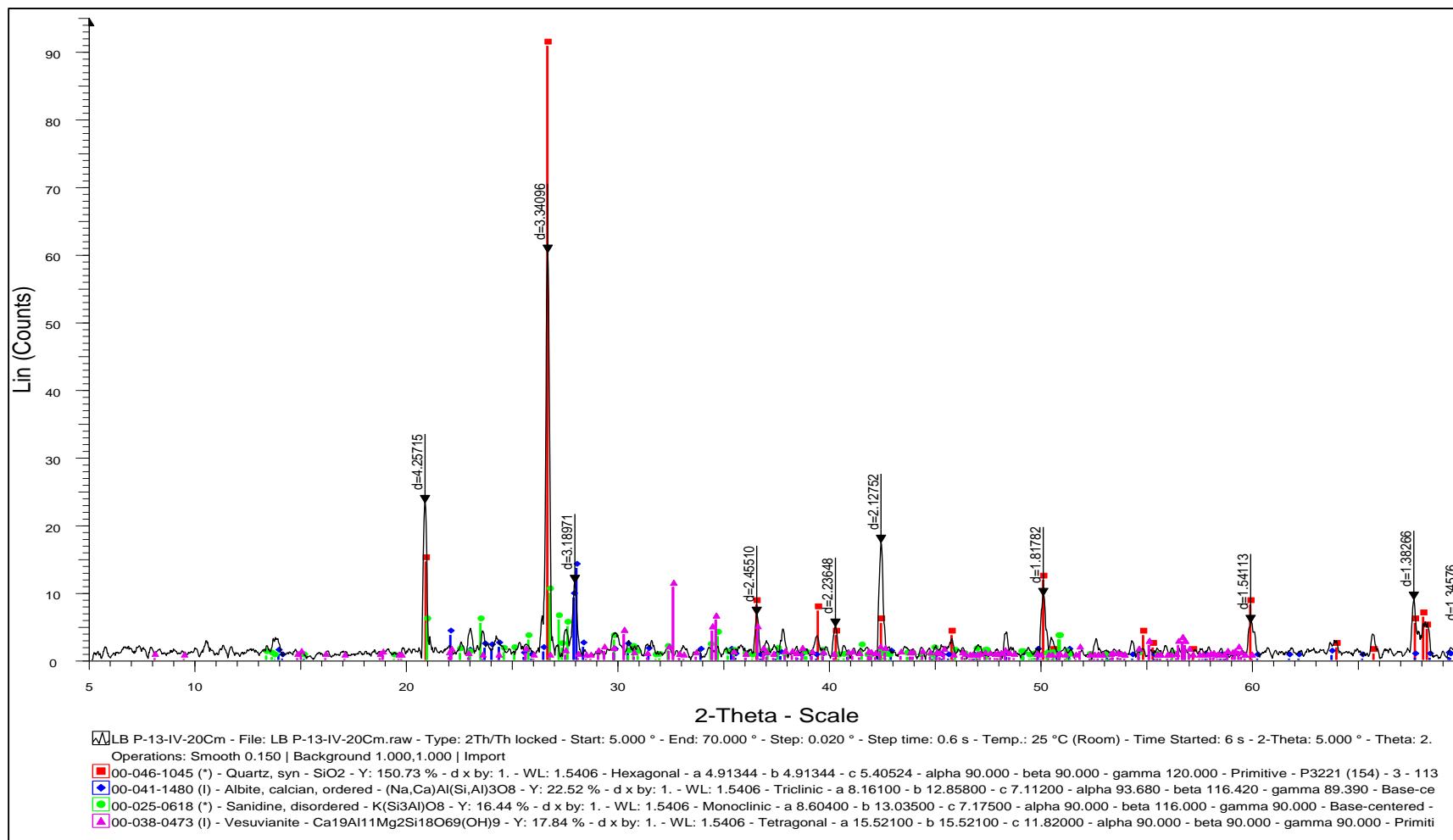


Figura 60. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 20 cm del núcleo LBP-13-IV.

### LBP-13-IV 30 cm

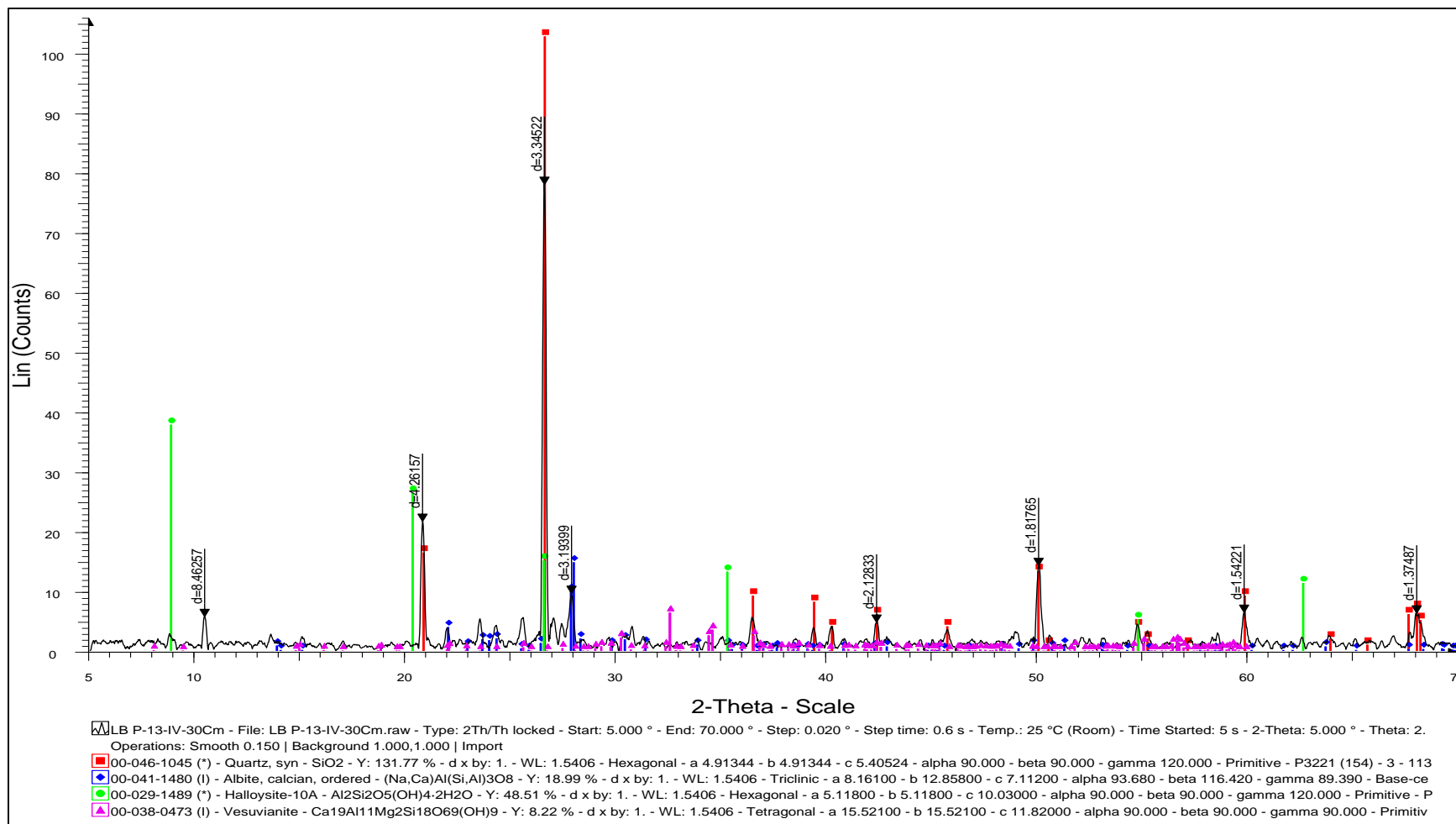


Figura 61. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 30 cm del núcleo LBP-13-IV.

### LBP-13-IV-40 cm

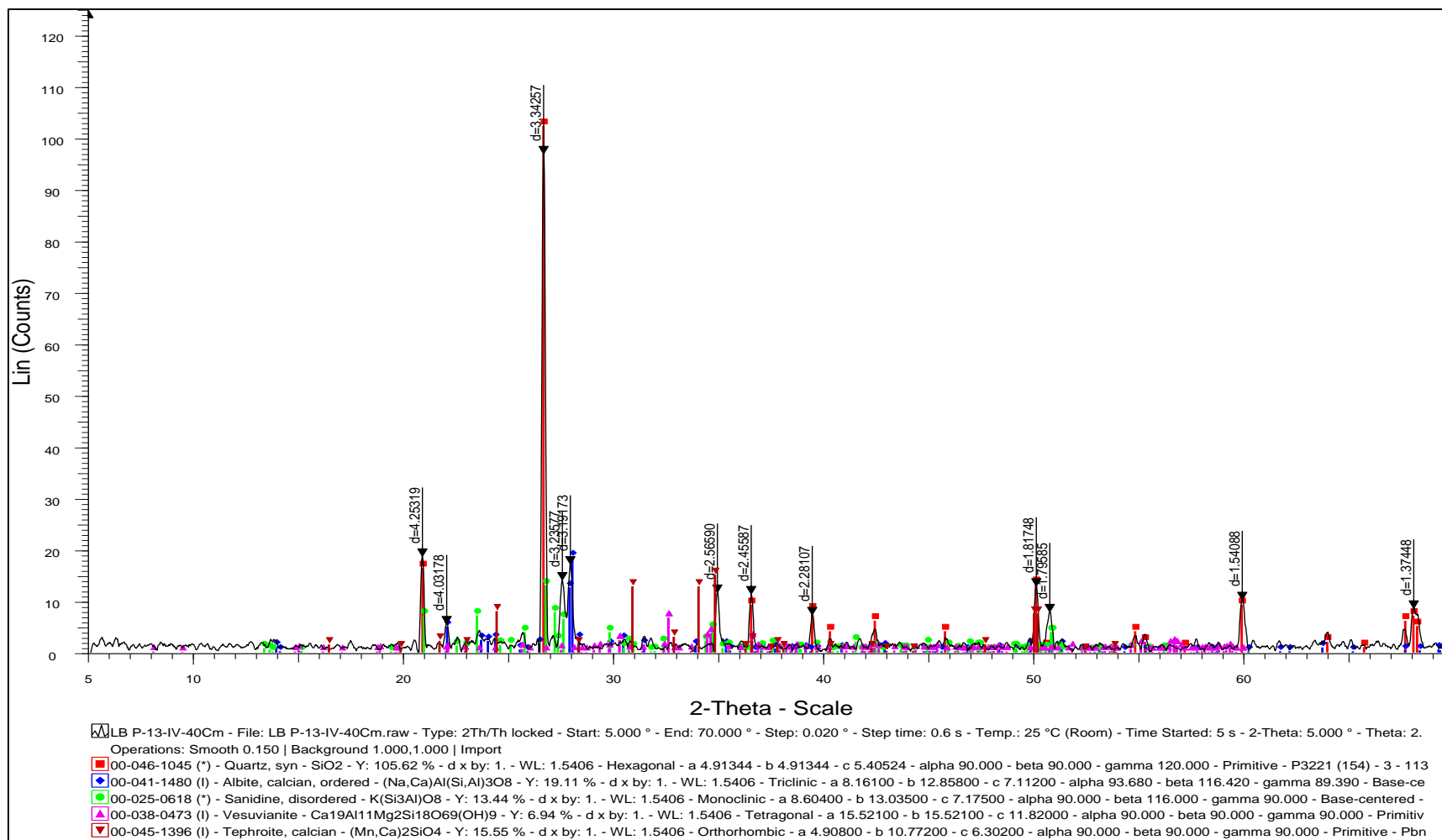


Figura 62. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 40 cm del núcleo LBP-13-IV.

### LBP-13-IV 50 cm

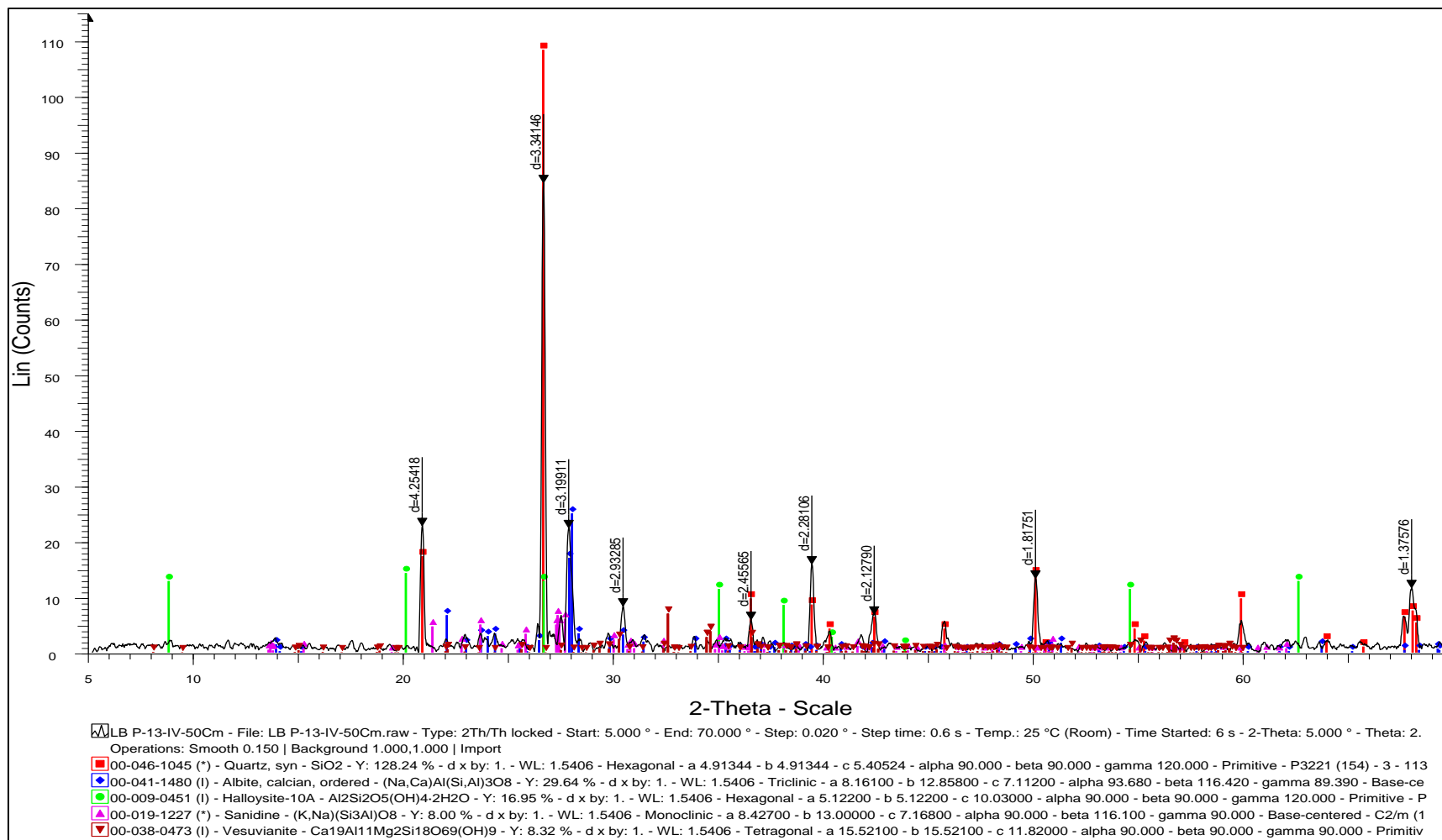


Figura 63. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 50 cm del núcleo LBP-13-IV.

### LBP-13-IV 60 cm

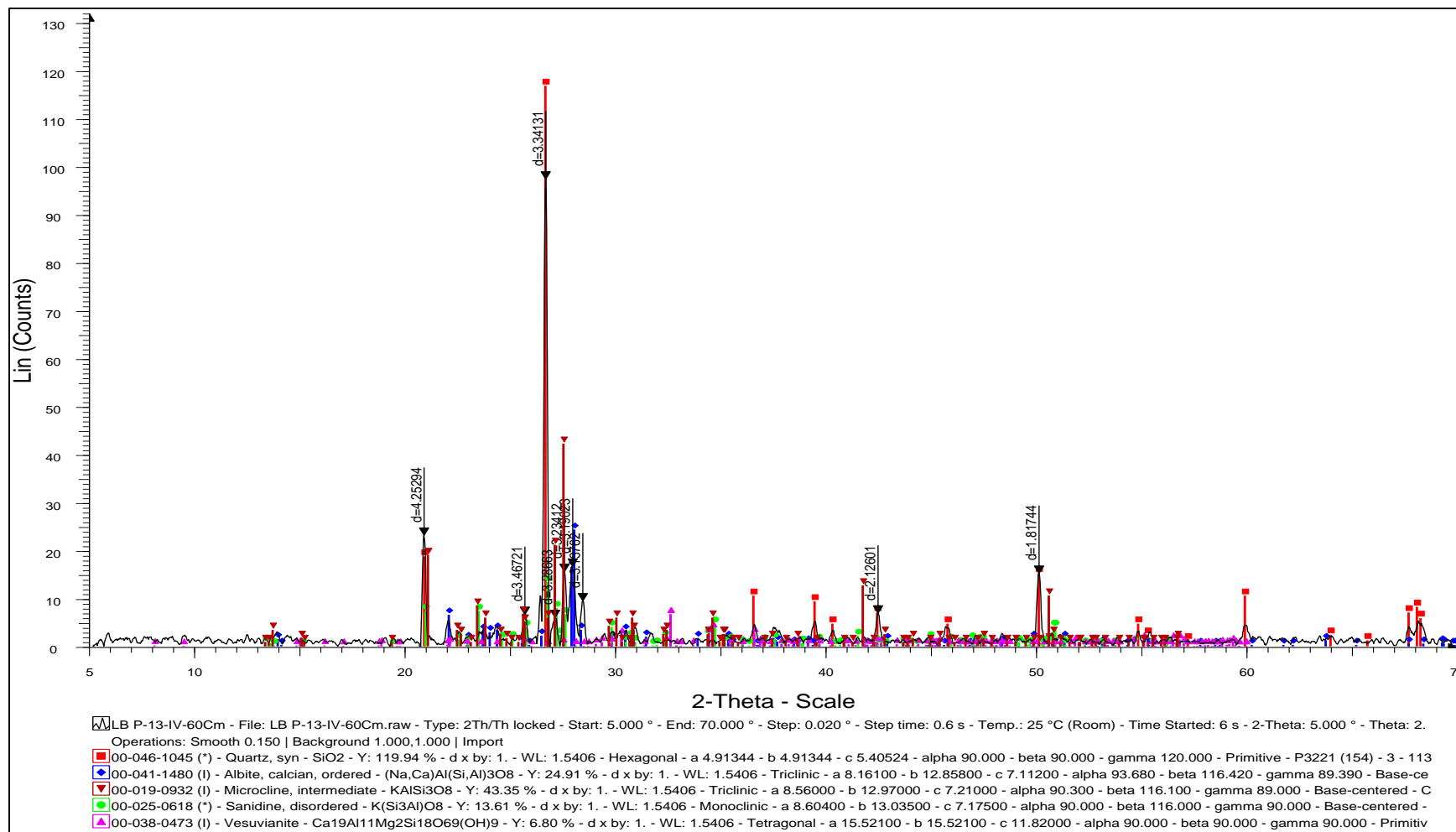


Figura 64. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 60 cm del núcleo LBP-13-IV.

### LBP-13-IV 70 cm

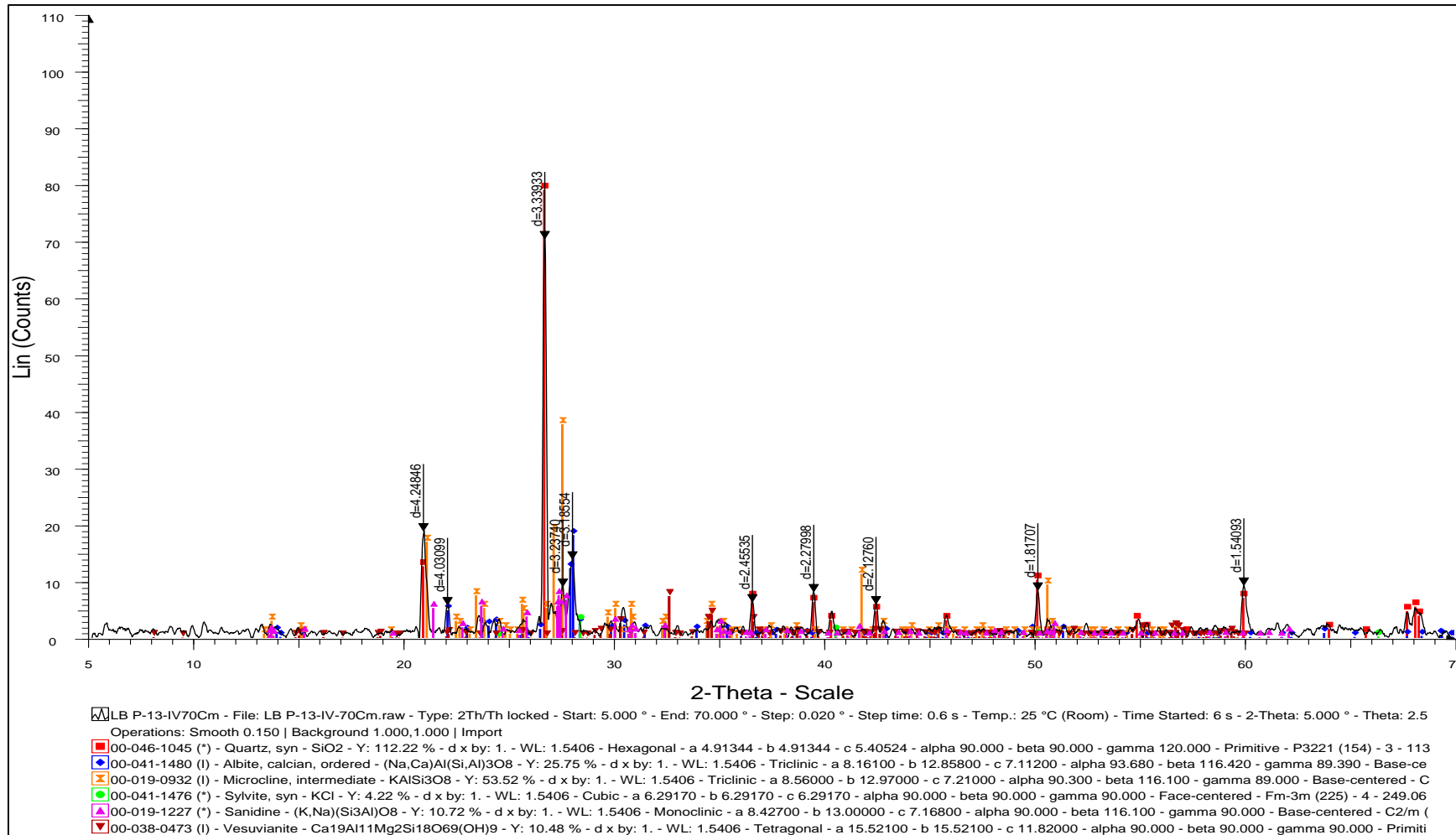


Figura 65. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 70 cm del núcleo LBP-13-IV.

### LBP-13-IV 80 cm

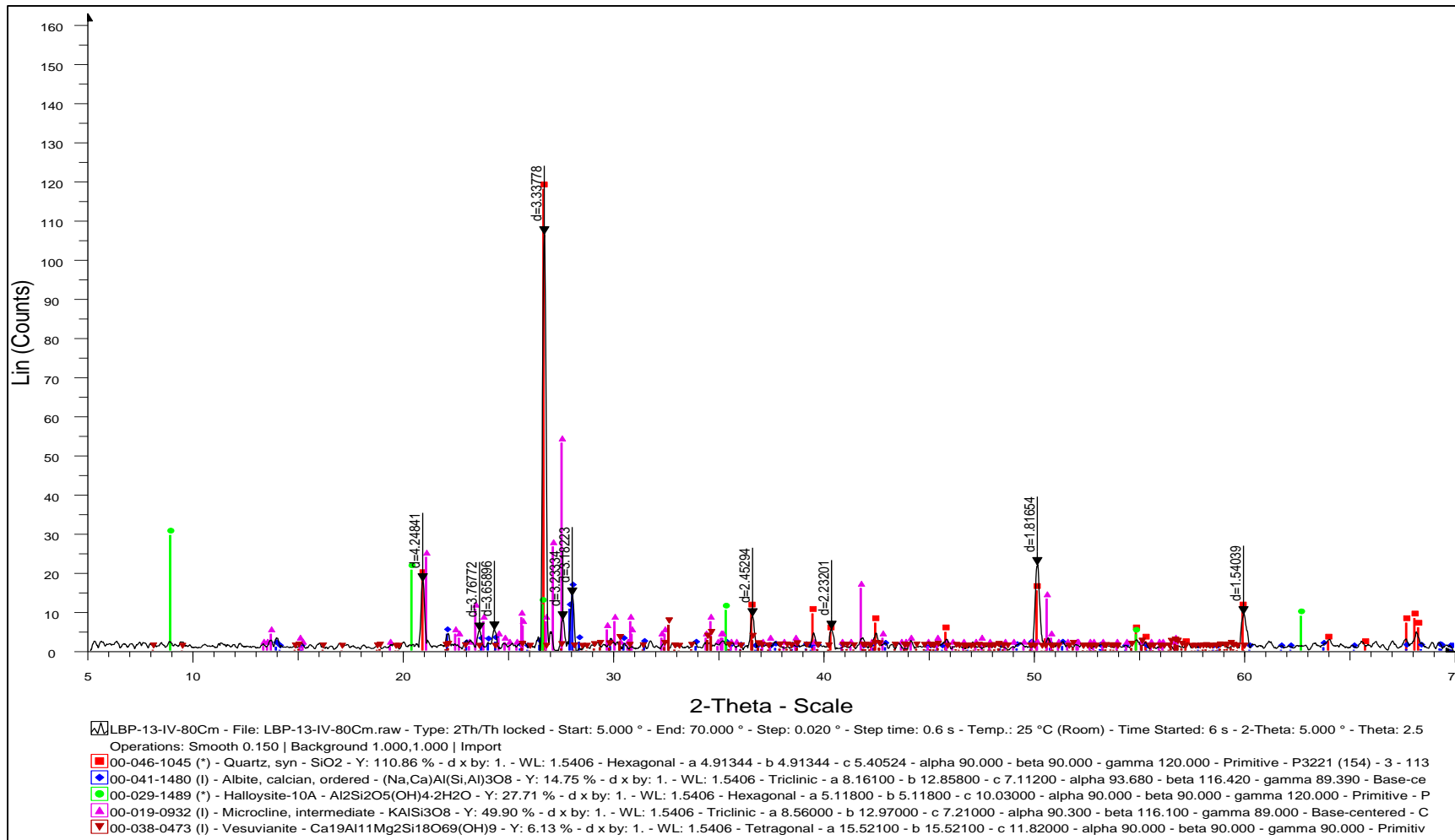


Figura 66. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 80 cm del núcleo LBP-13-IV.

### LBP-13-IV 90 cm

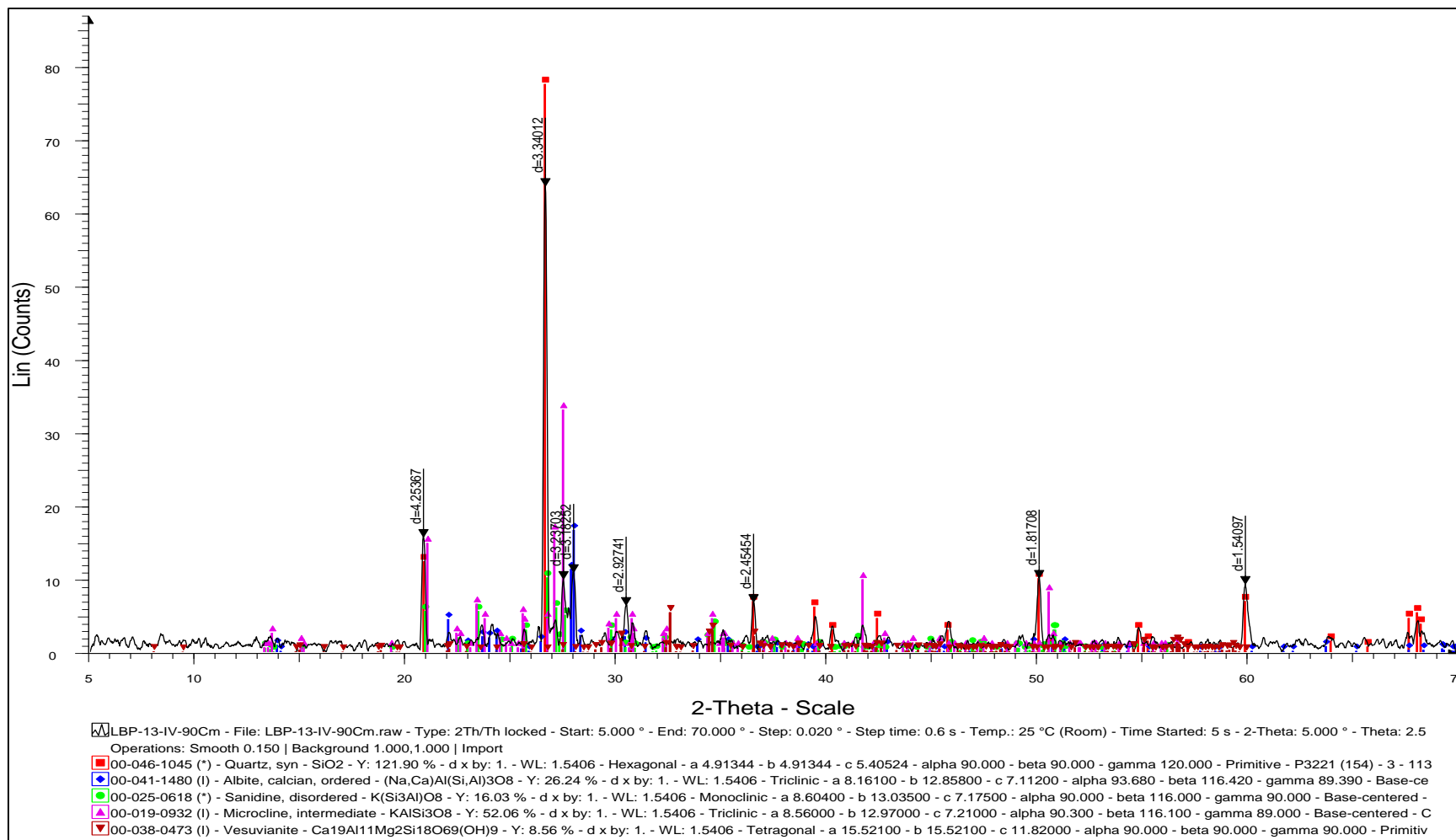


Figura 67. Difractograma Resultado del análisis de Difracción de Rayos X (DRX) muestra 90 cm del núcleo LBP-13-IV.

## Microscopía Electrónica de Barrido (MEB)

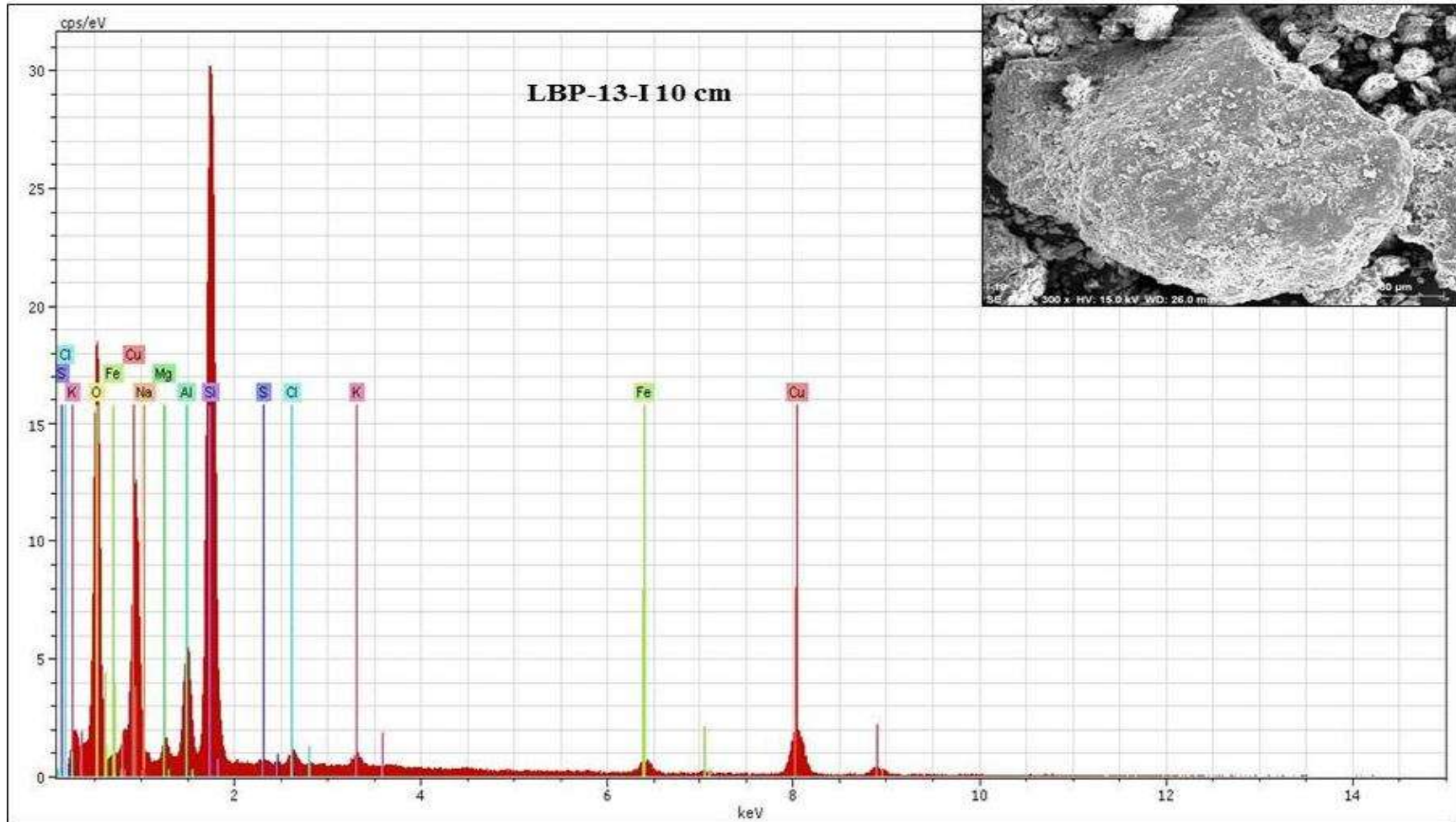


Figura 68. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-I 10 cm.

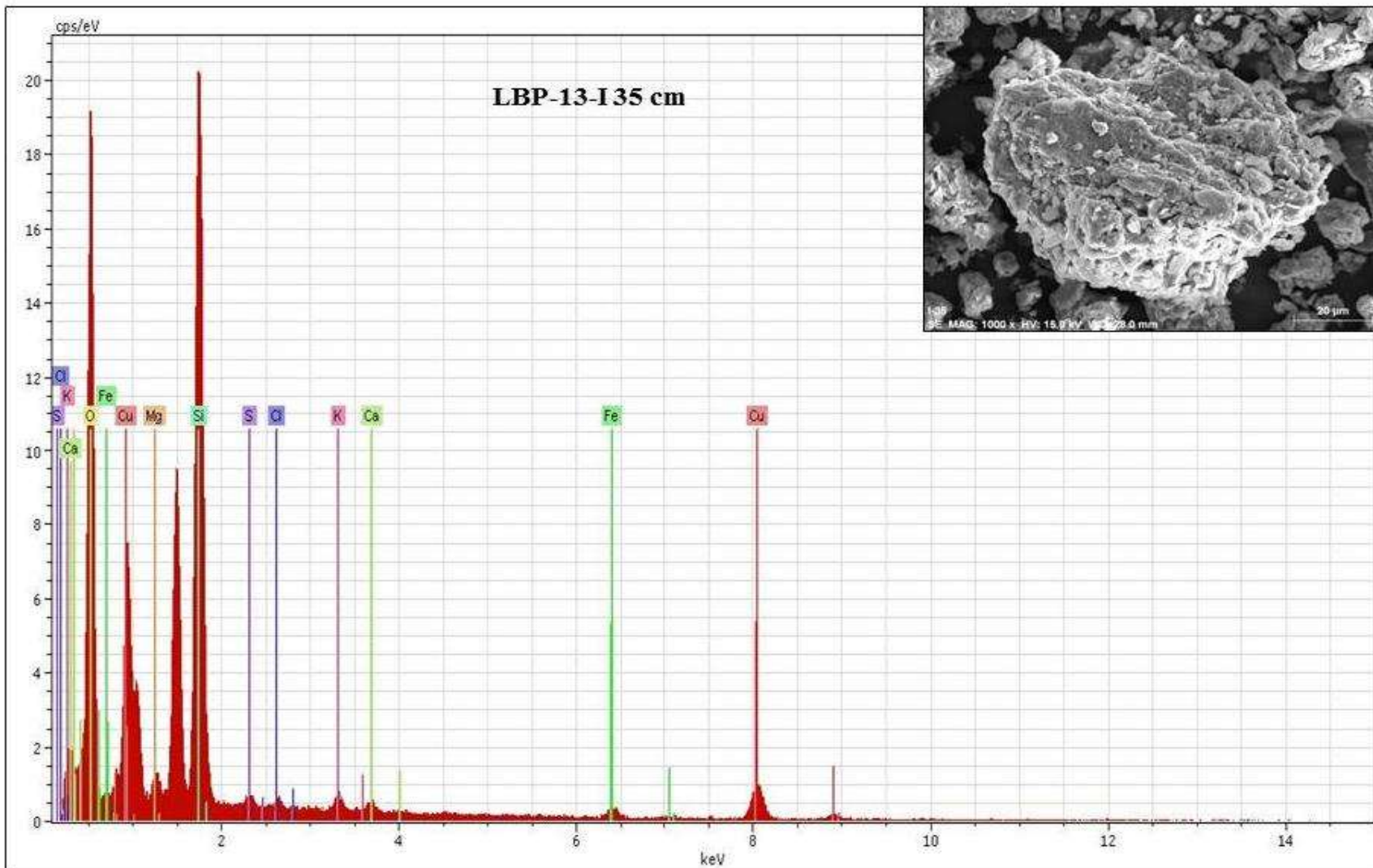


Figura 69. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-I 35 cm.

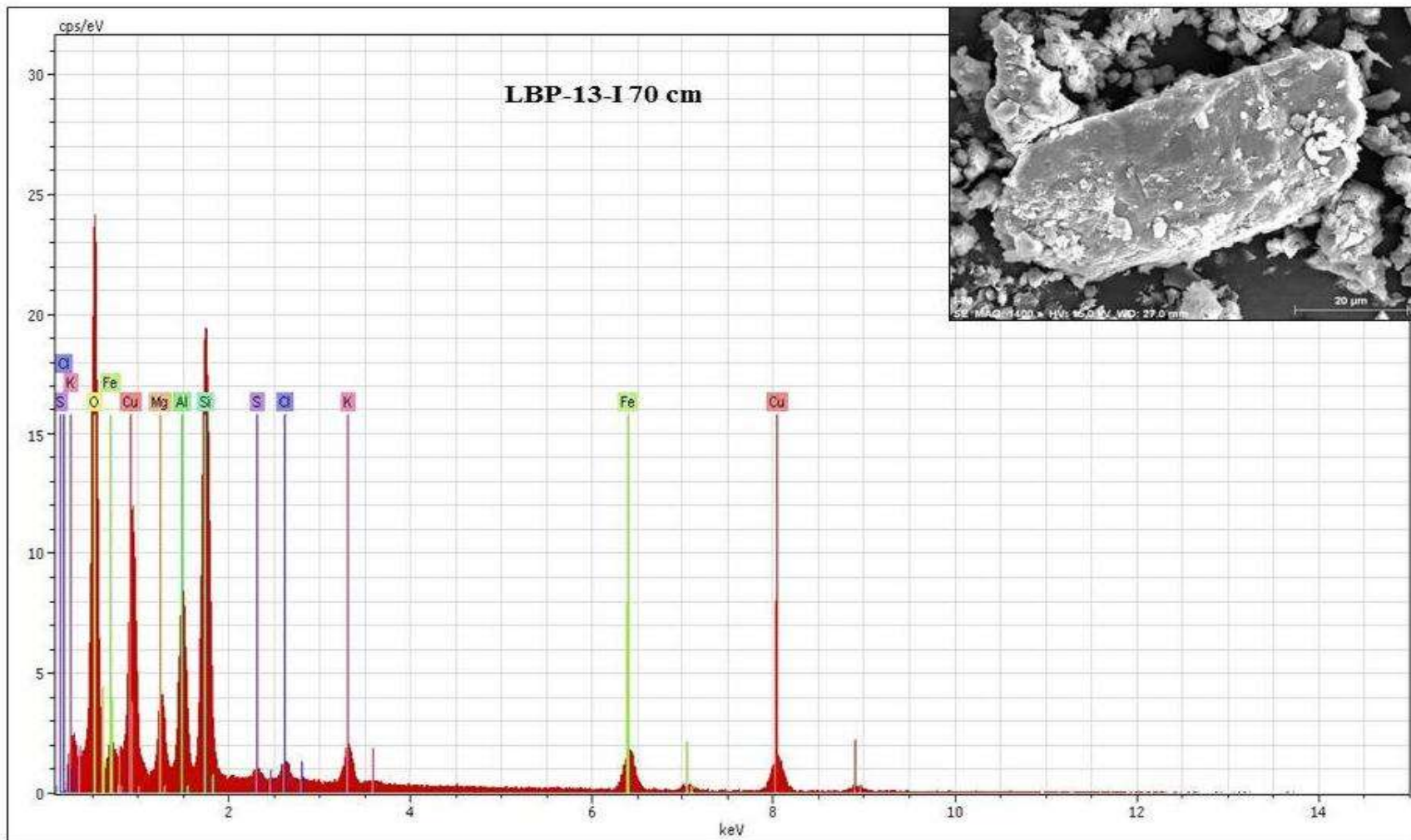


Figura 70. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-I 70 cm.

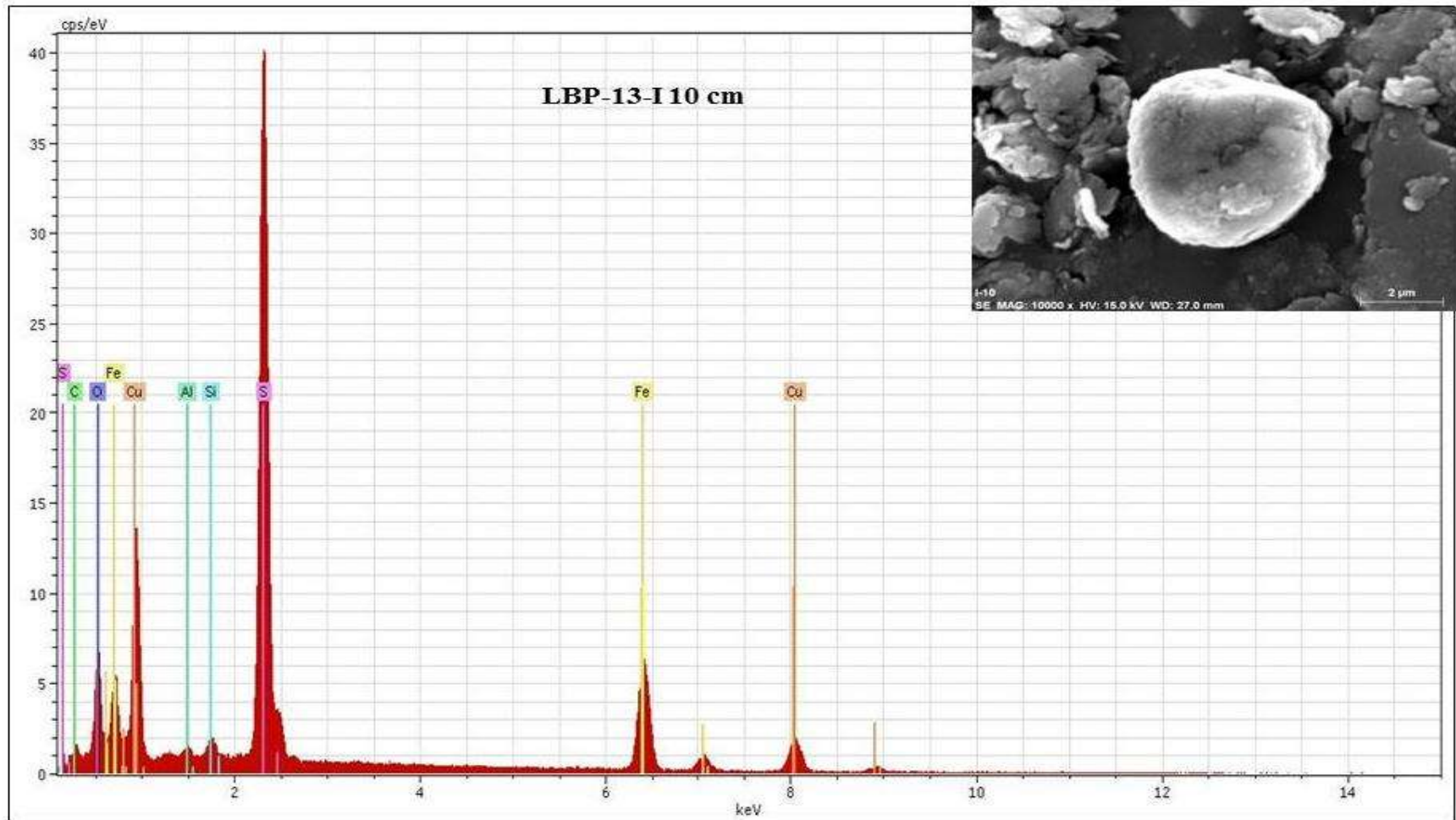


Figura 71. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente al S, del núcleo LBP-13-I 10 cm.

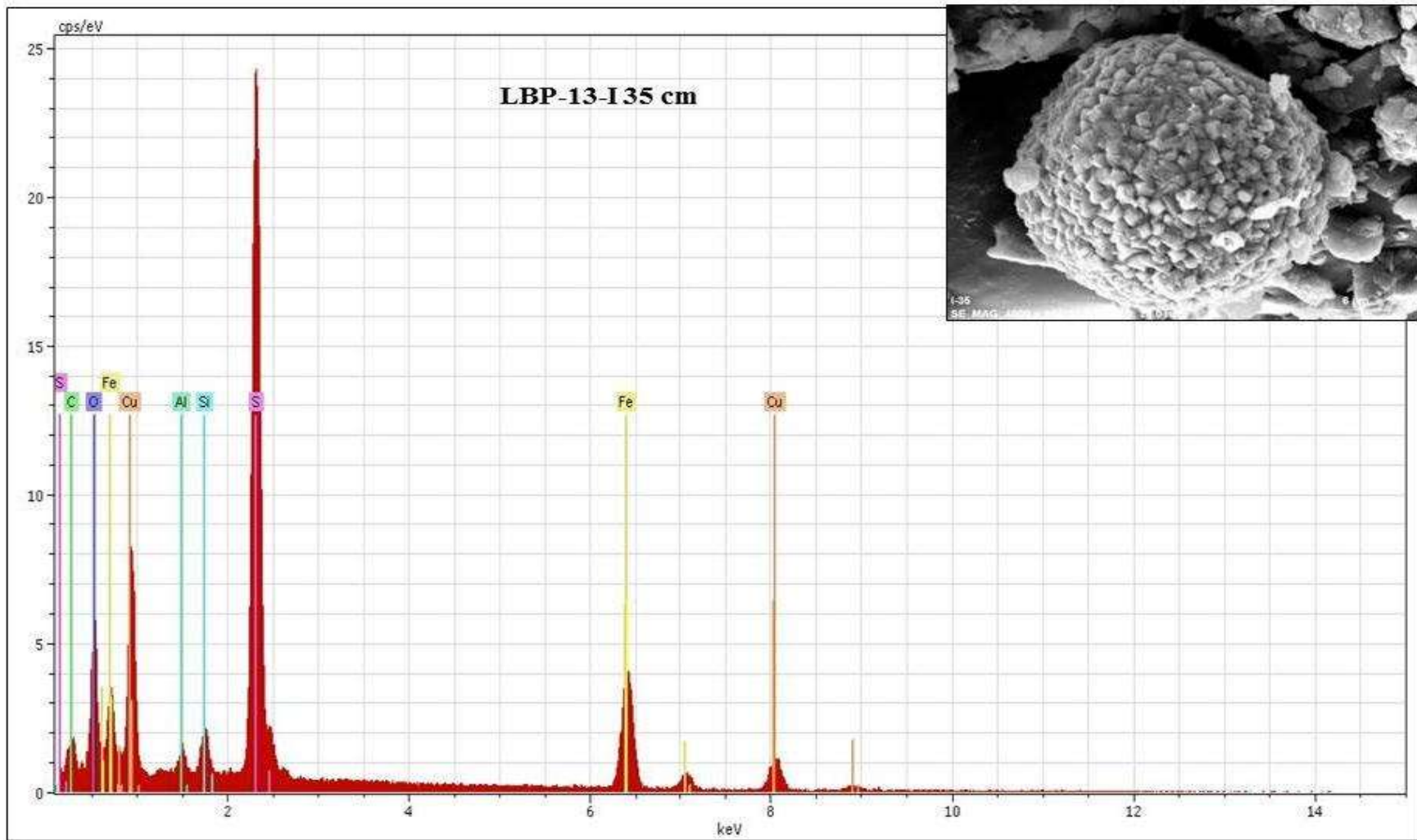


Figura 72. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente al S, del núcleo LBP-13-I 35 cm.

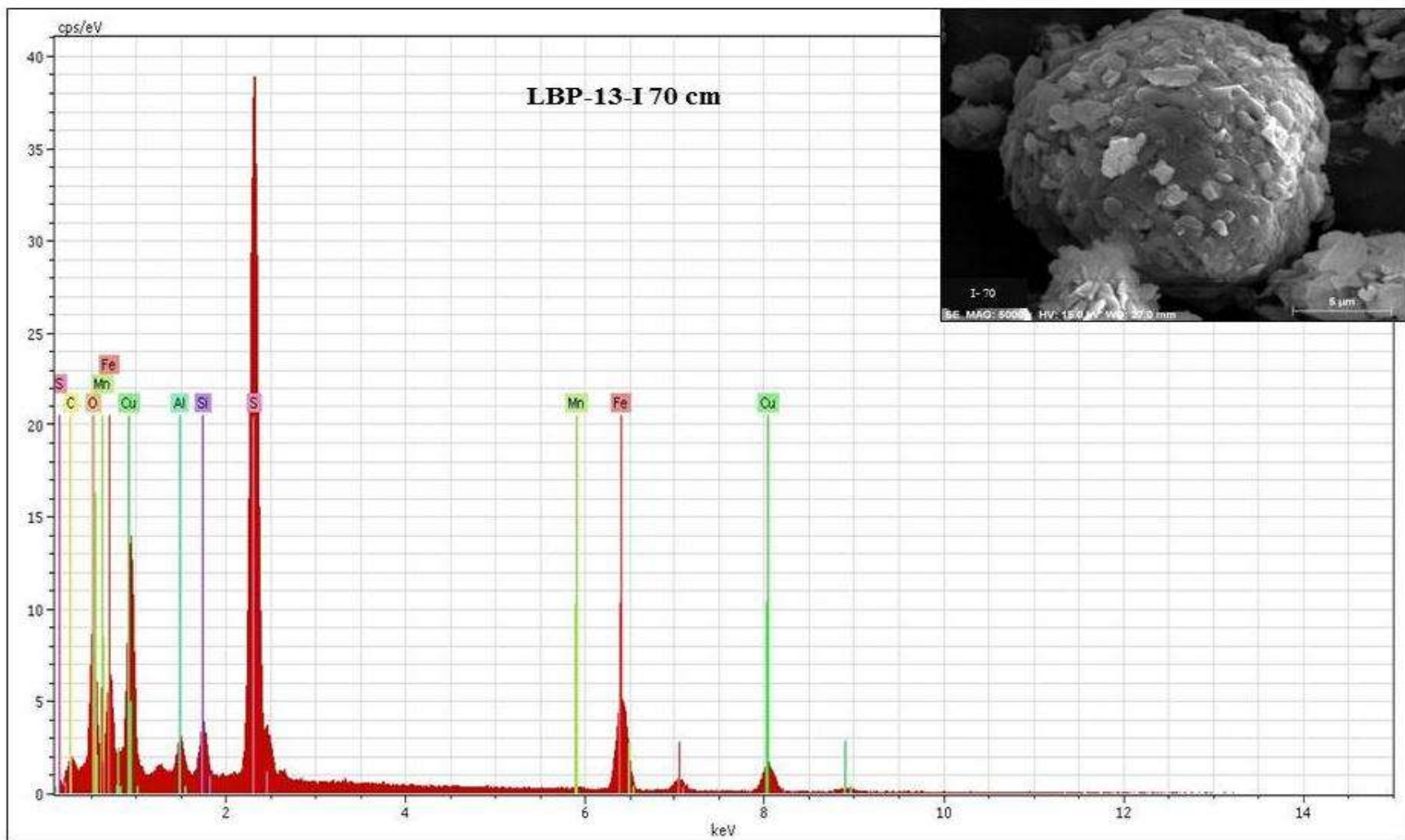


Figura 73. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente al S, del núcleo LBP-13-I 70 cm.

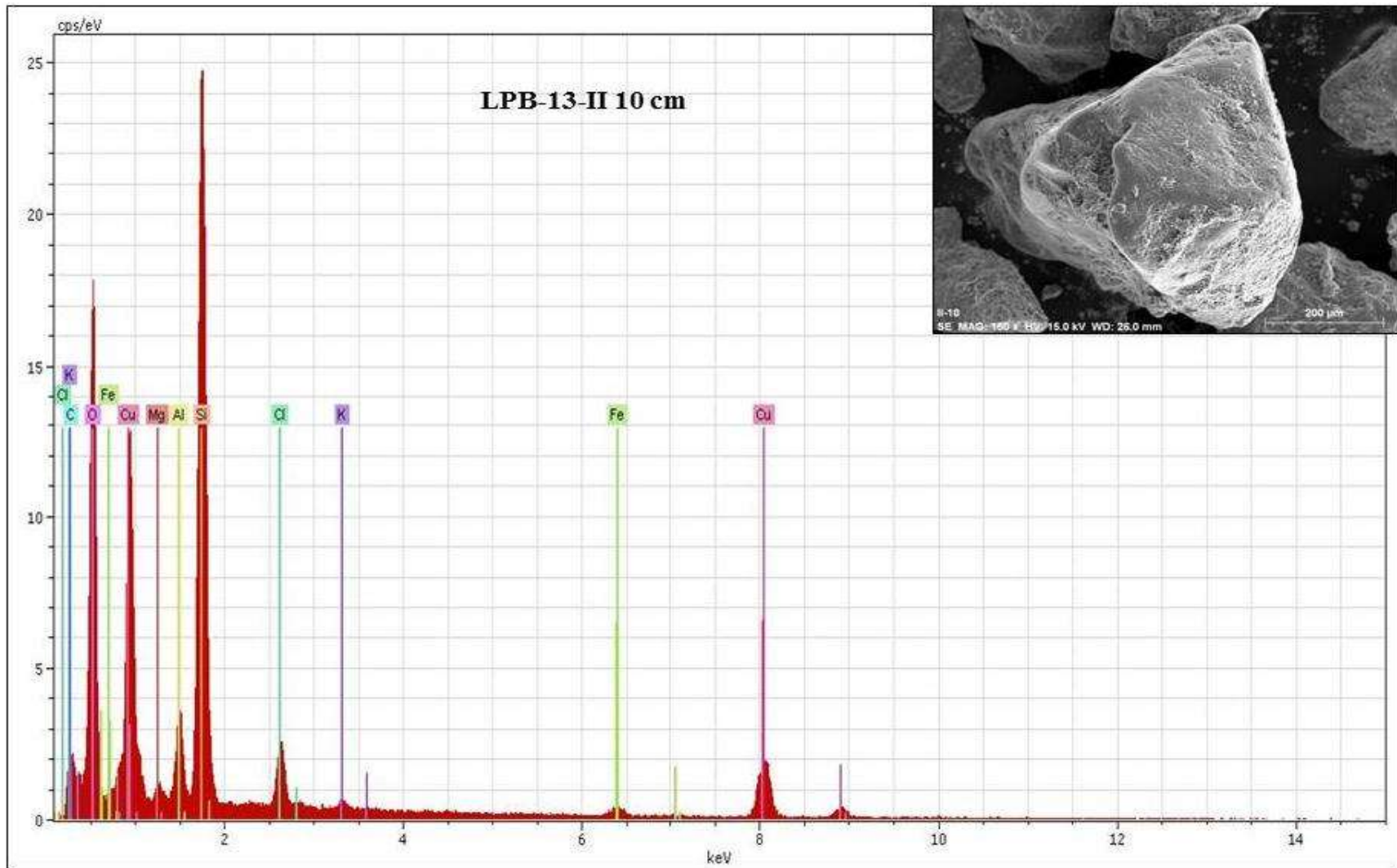


Figura 74. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-II 10 cm.

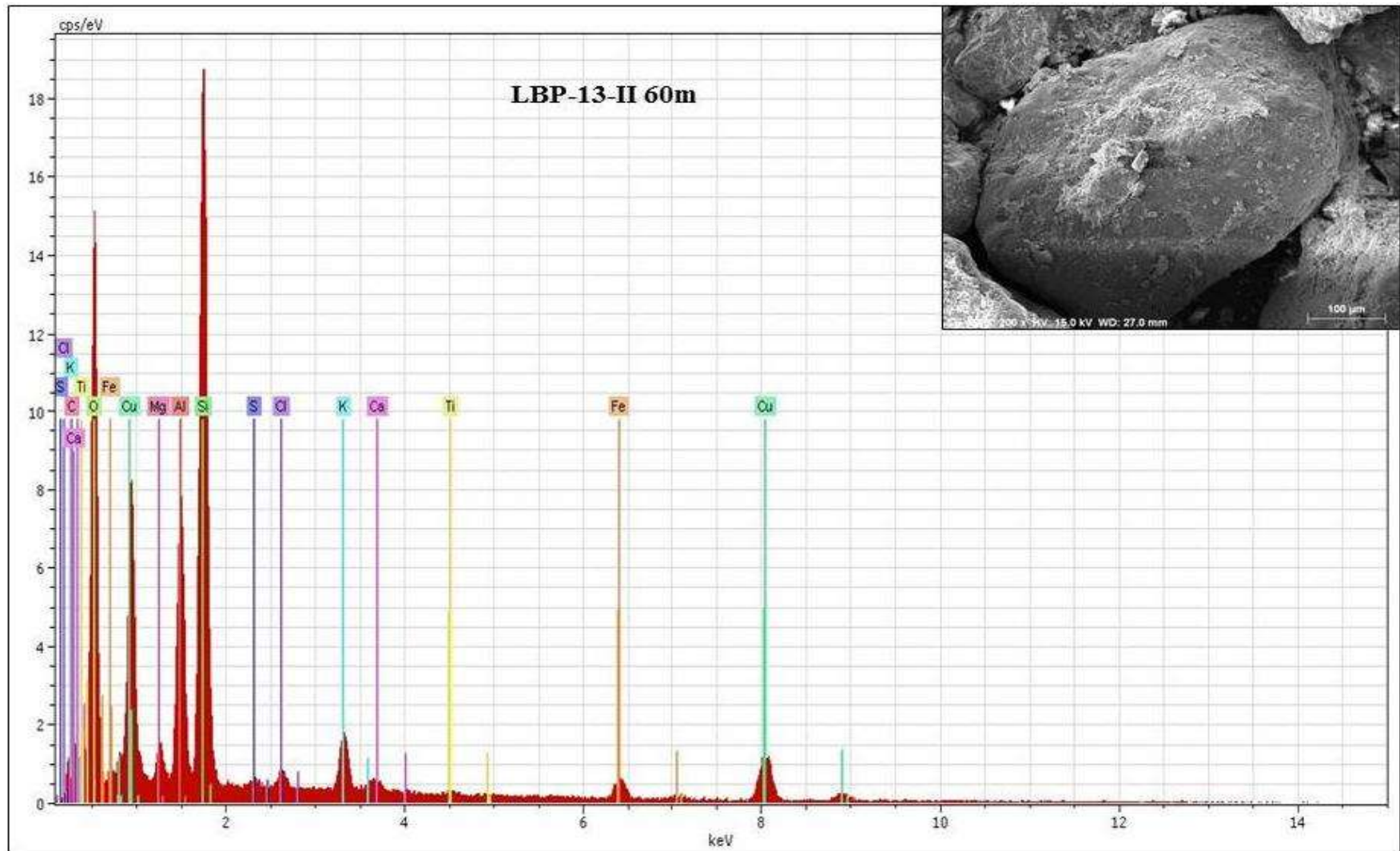


Figura 75. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-II 60 cm.

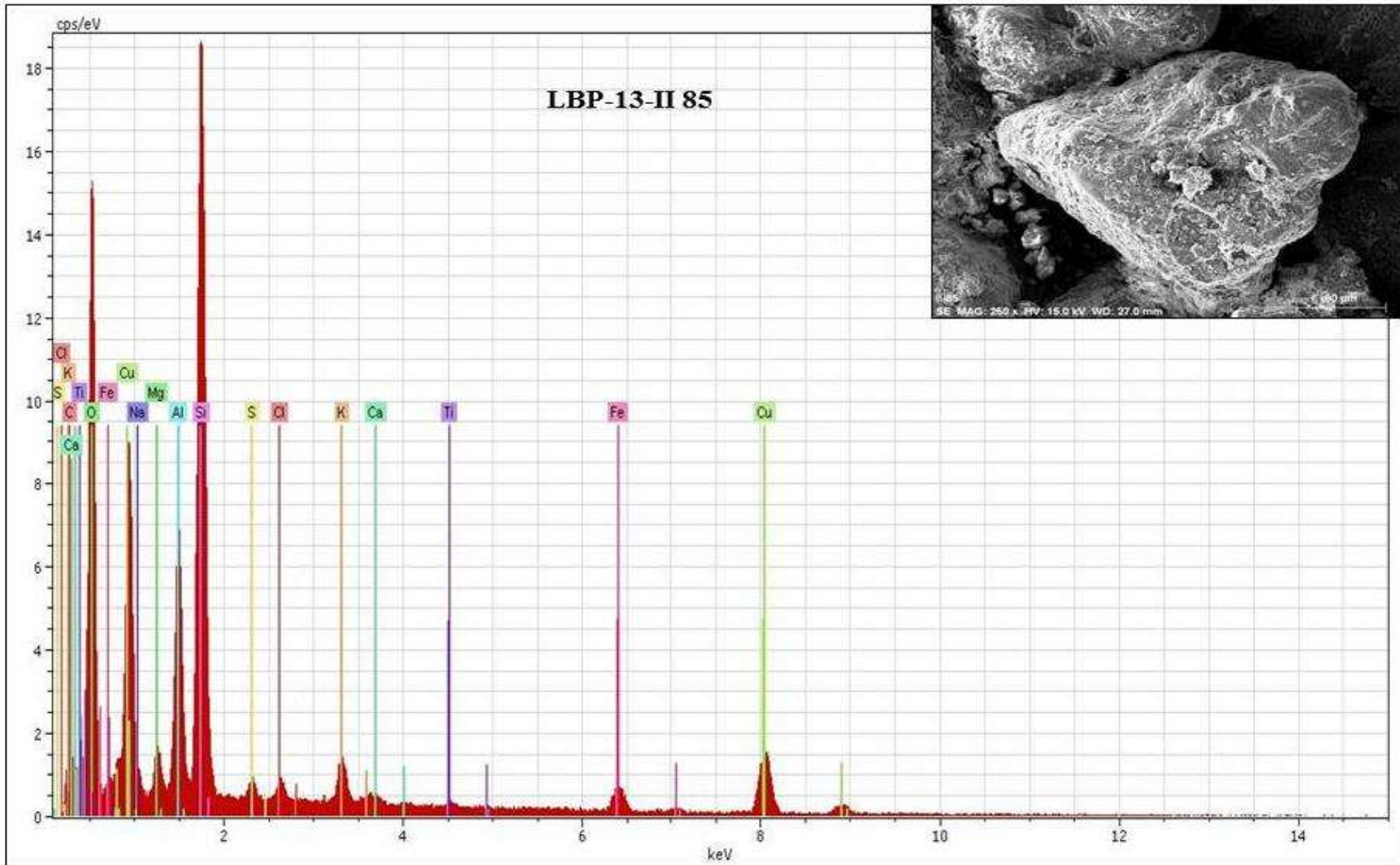


Figura 76. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-II 85 cm.

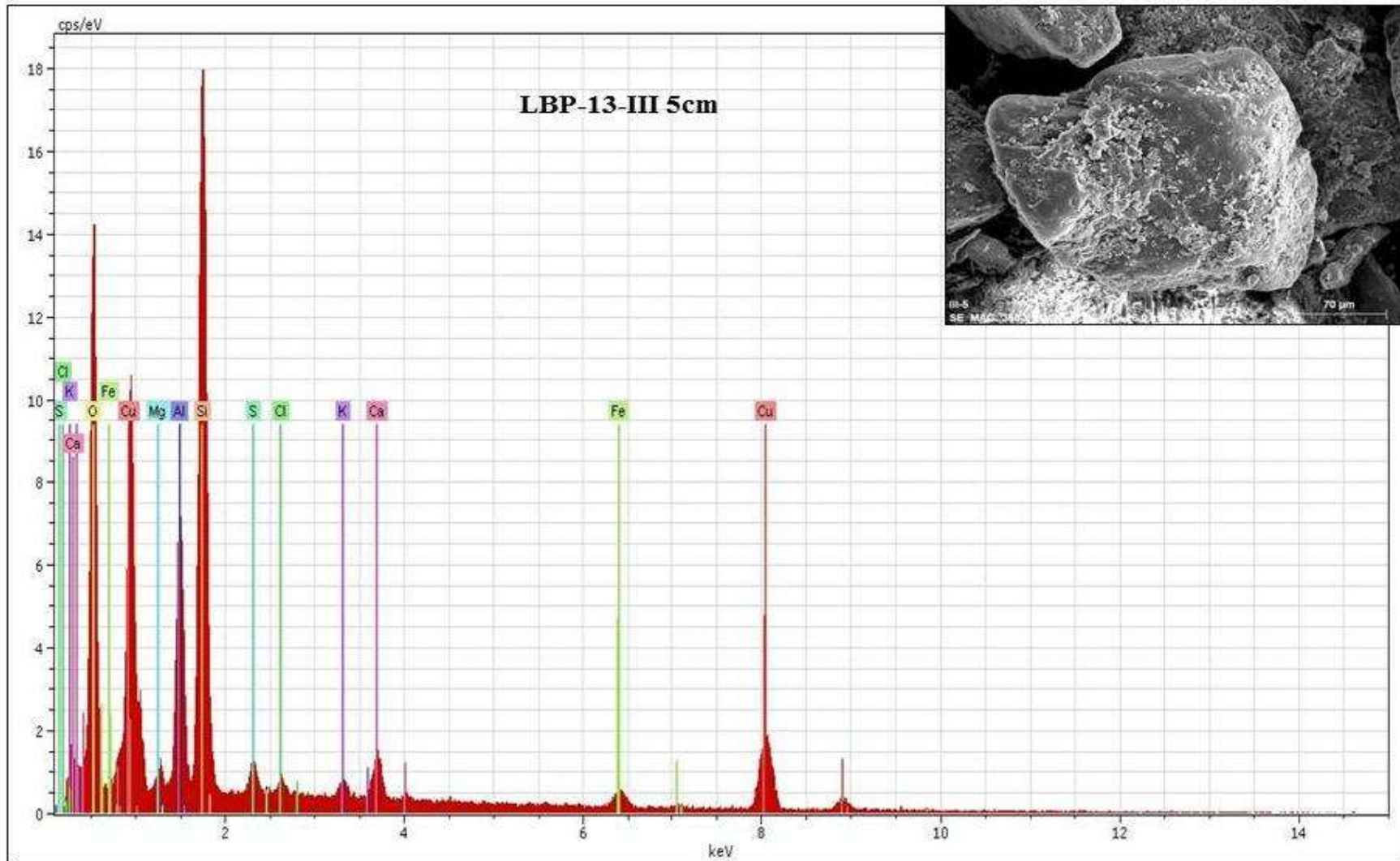


Figura 77. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-III 5 cm.

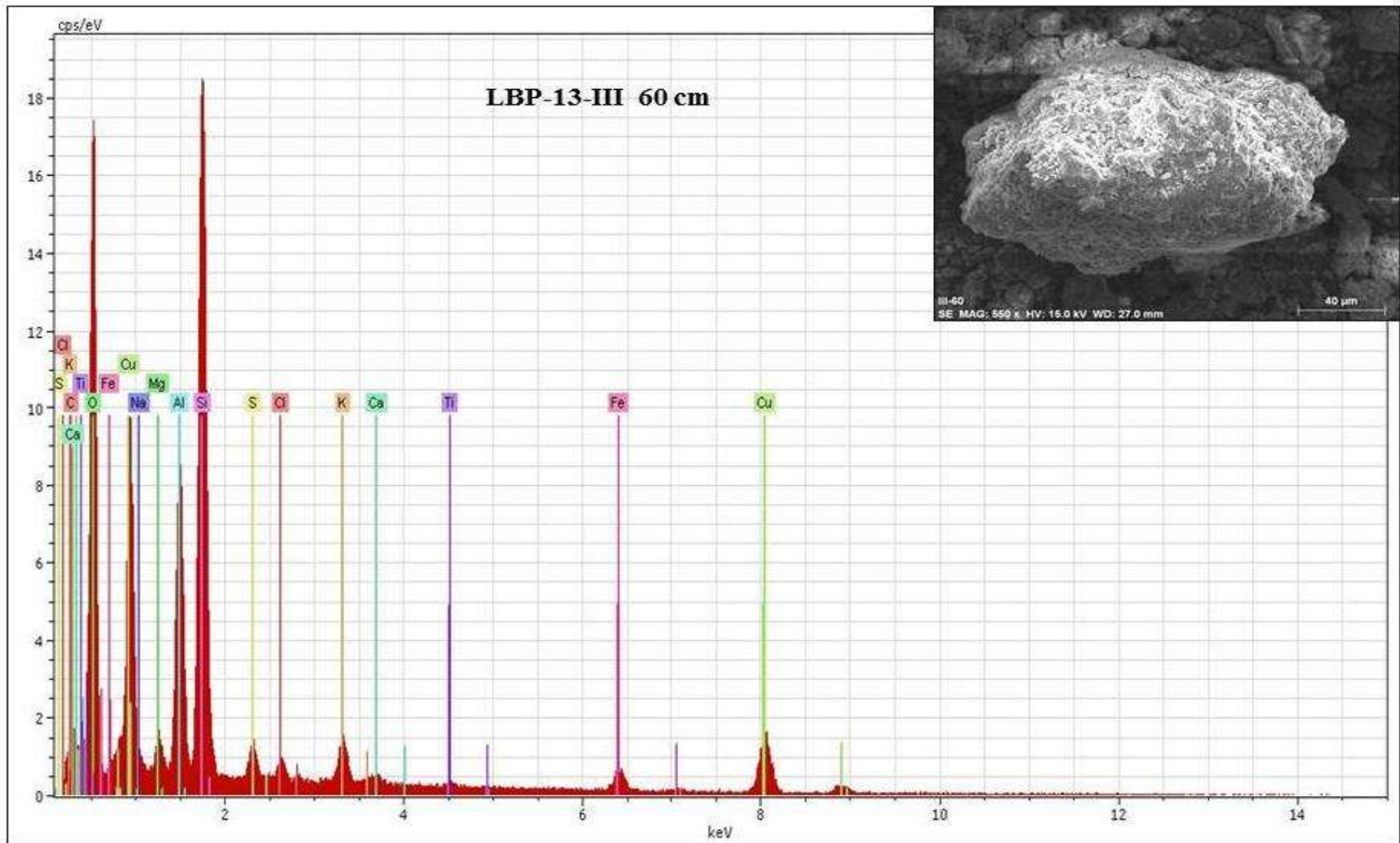


Figura 78. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-III 60 cm.

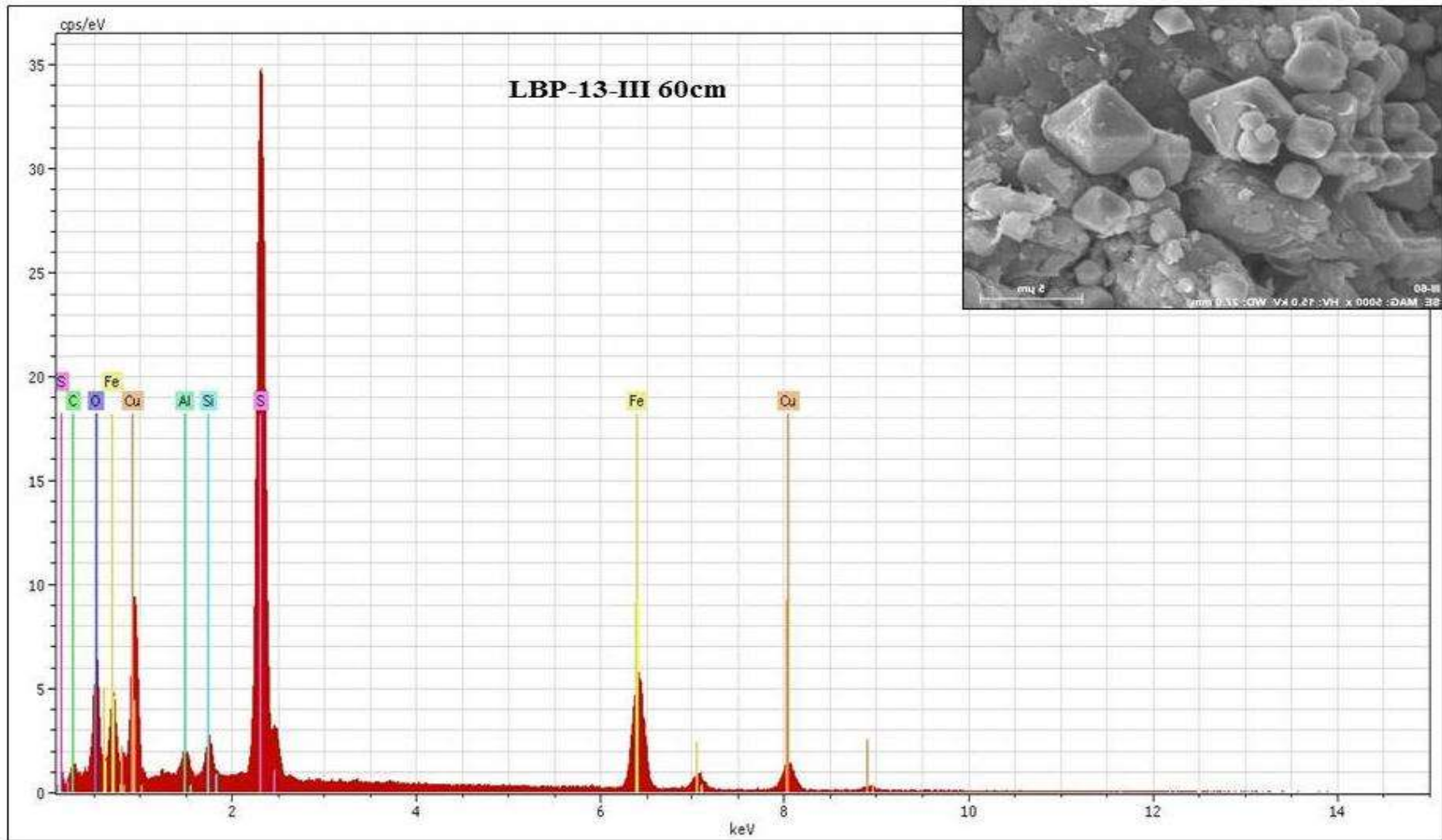


Figura 79. Imagen MEB mostrando la forma octaédrico y espectro del análisis elemental correspondiente al S, del núcleo LBP-13-III 60 cm.

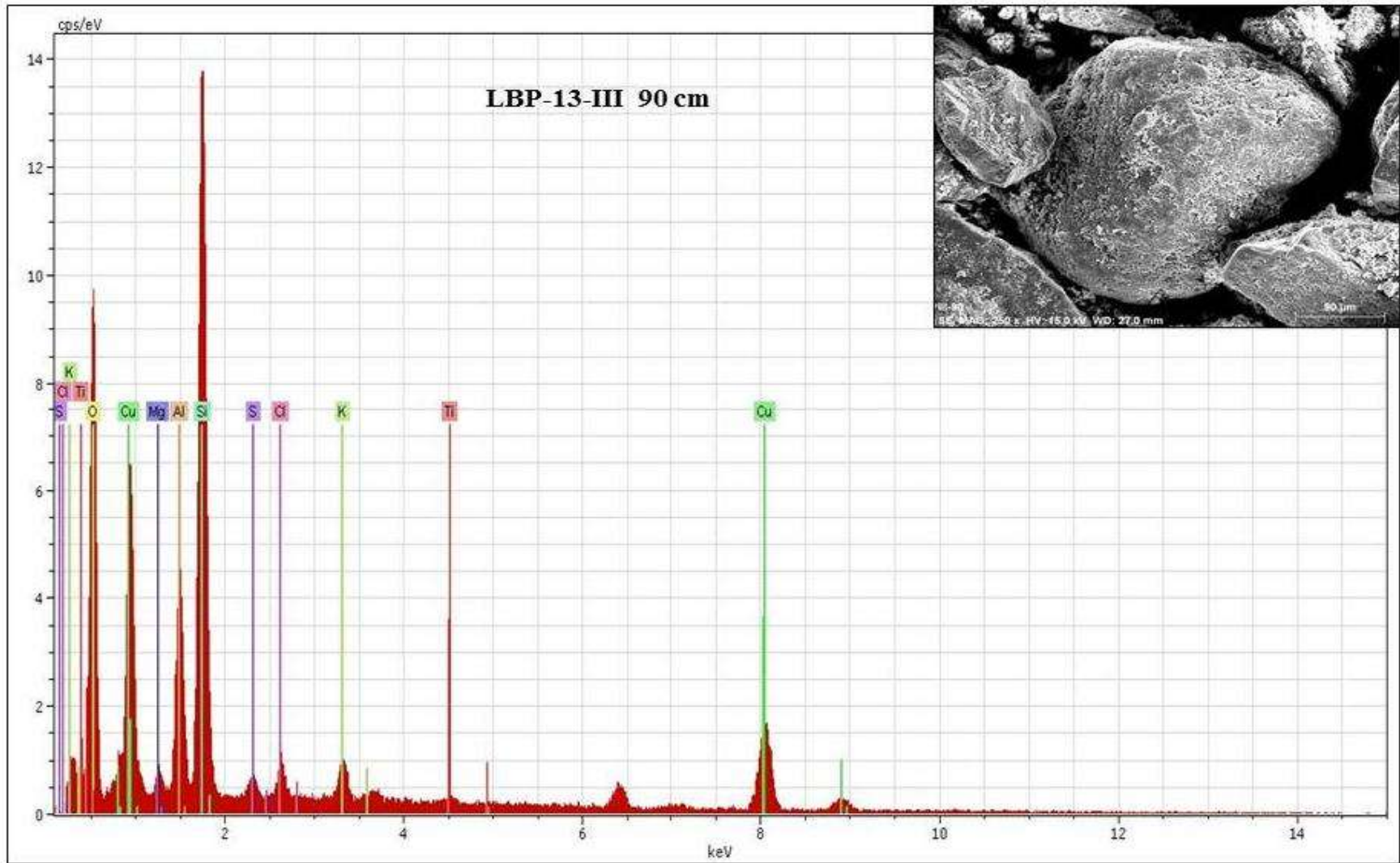


Figura 80. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-III 90 cm.

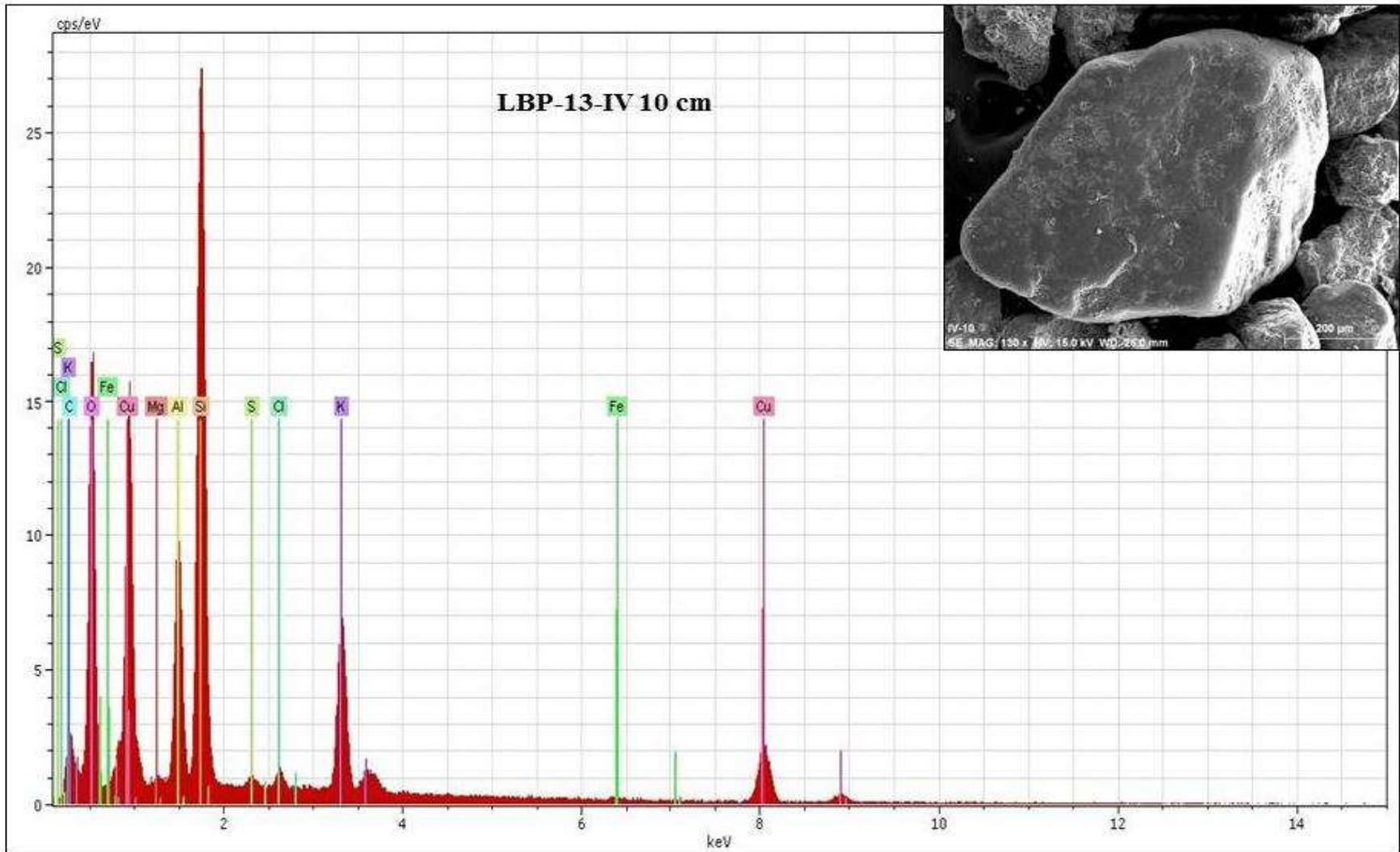


Figura 81. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-IV 10 cm.

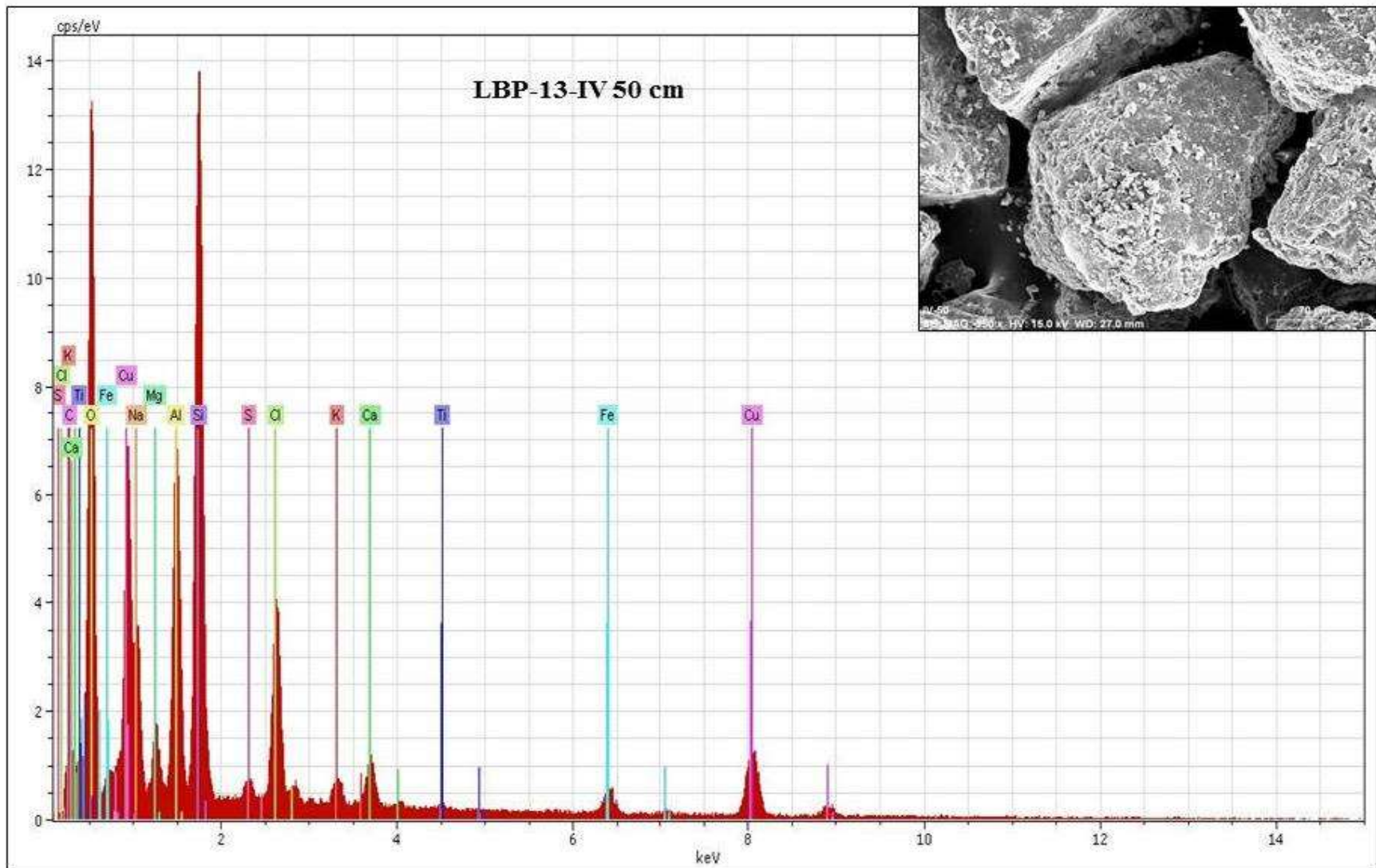


Figura 82. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-IV 50 cm.

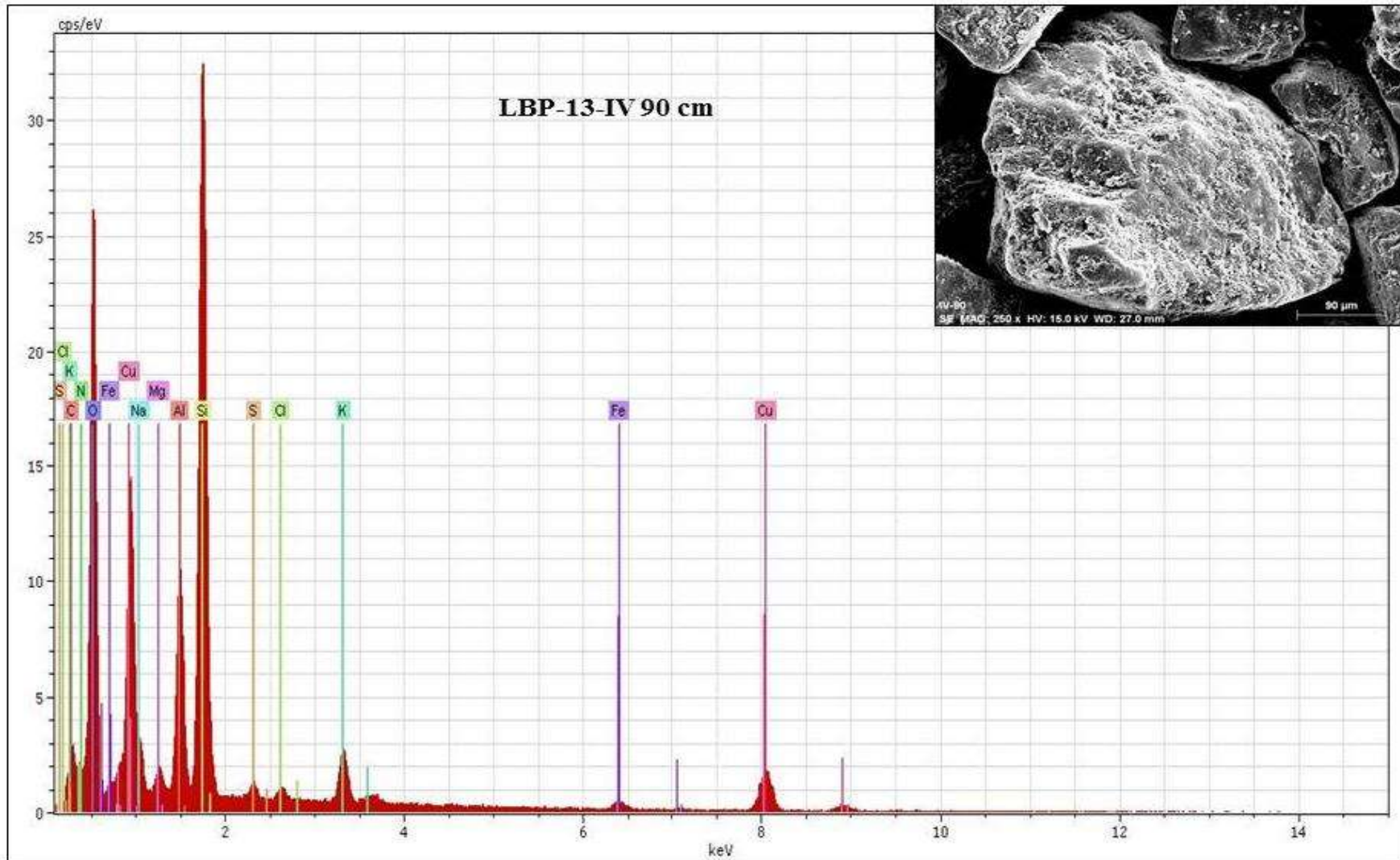


Figura 83. Imagen MEB y espectro del análisis elemental correspondiente a montmorillonita, del núcleo LBP-13-IV 10 cm.

## Espectroscopía de Infrarroja (EIR)

Se presenta un solo espectro de cada uno de los núcleos, ya que el resto de las muestras presentan las mismas longitudes de ondas.

### LBP-13-I 10 cm

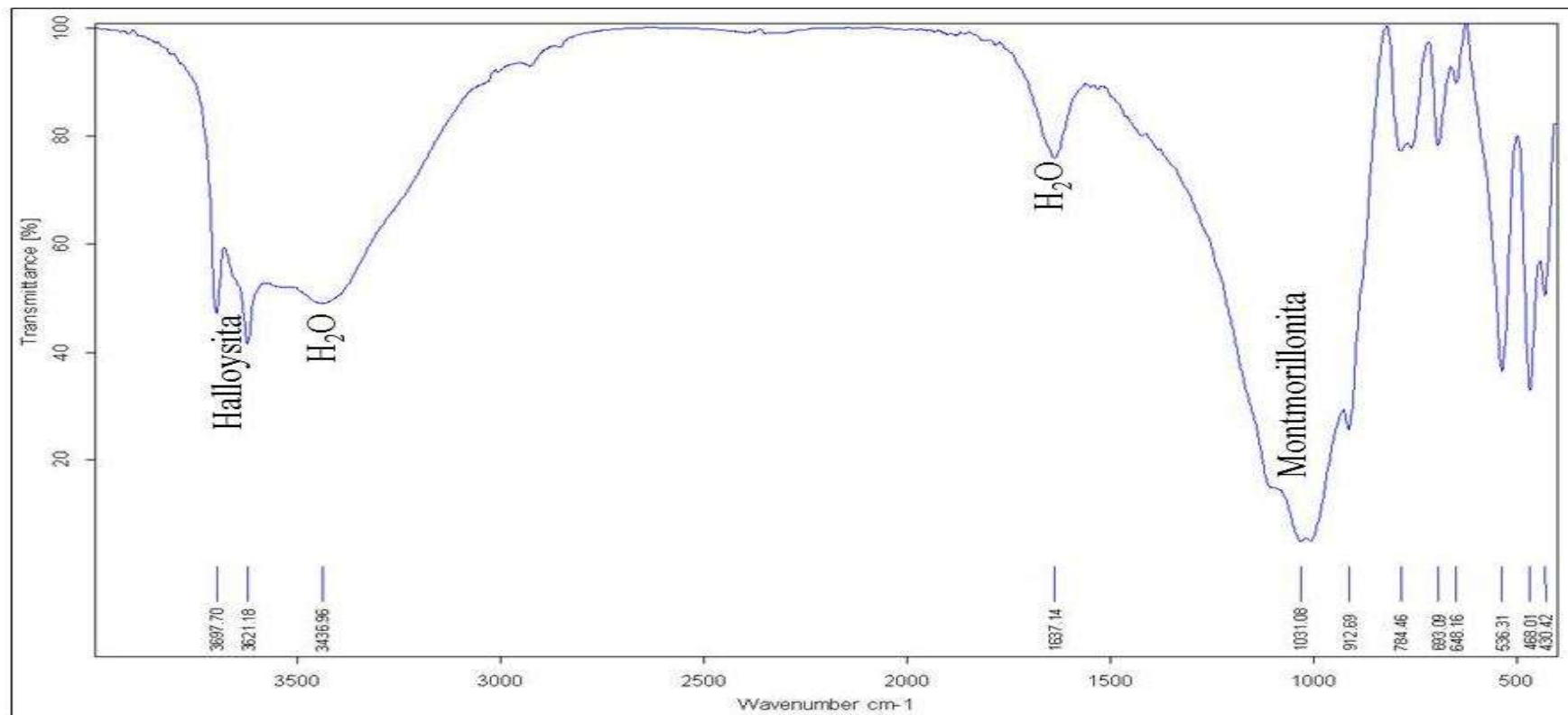


Figura 84. Espectro de infrarrojo para el núcleo LBP-13-I 10 cm.

LBP-13-II 10 cm

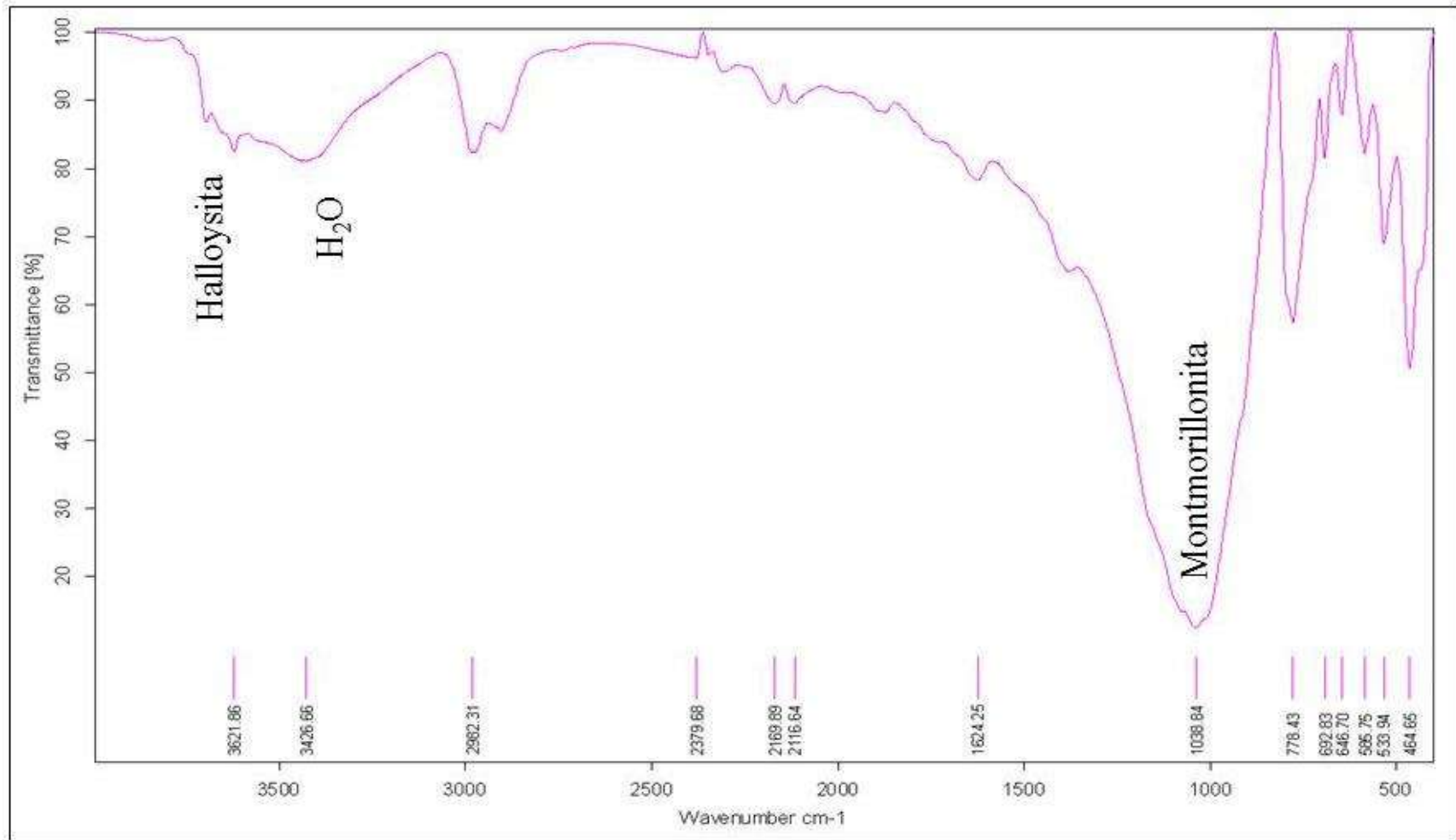


Figura 85. Espectro de infrarrojo para el núcleo LBP-13-II 10 cm.

LBP-13-III 10 cm

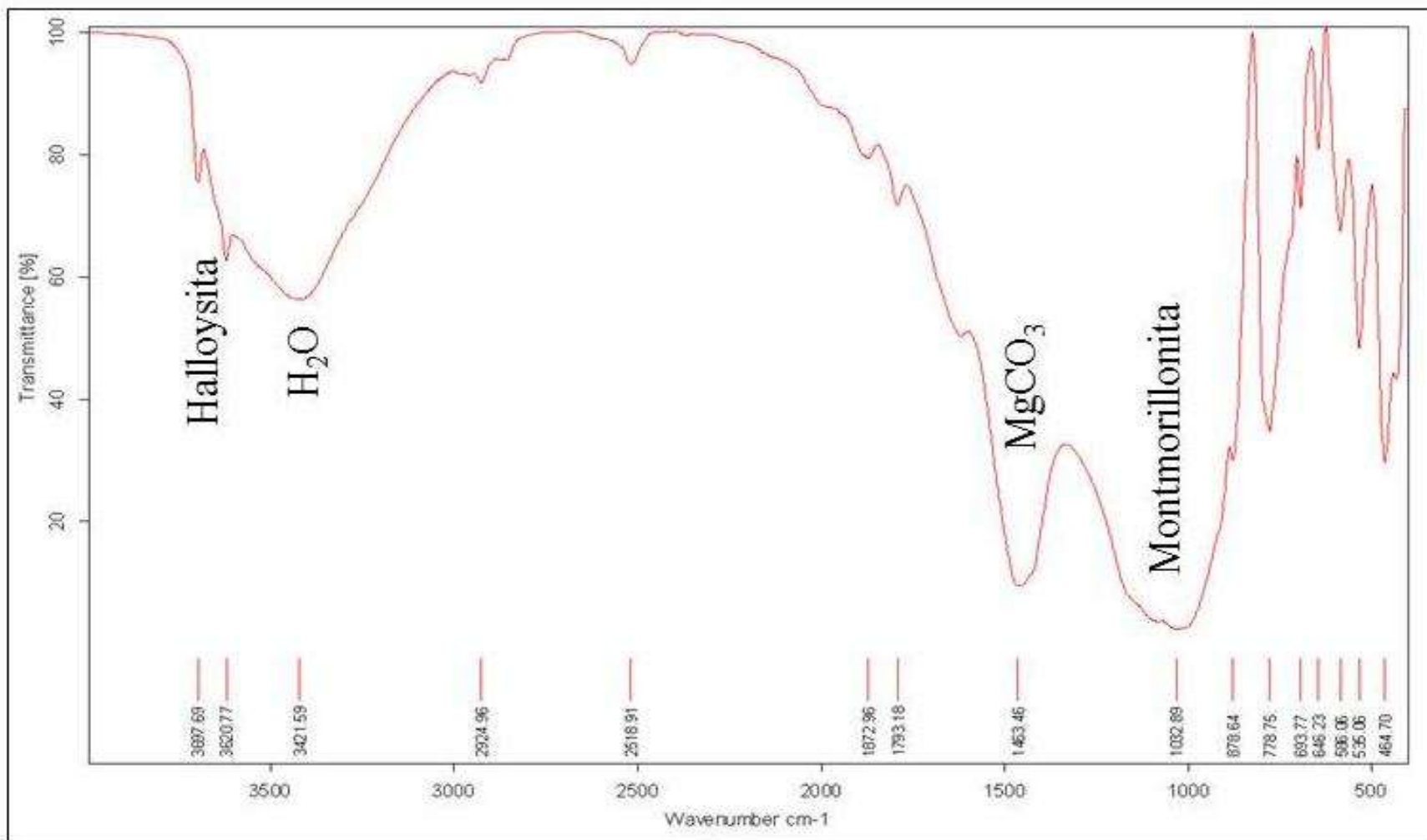


Figura 86. Espectro de infrarrojo para el núcleo LBP-13-III 10 cm.

LBP-13-IV 10 cm

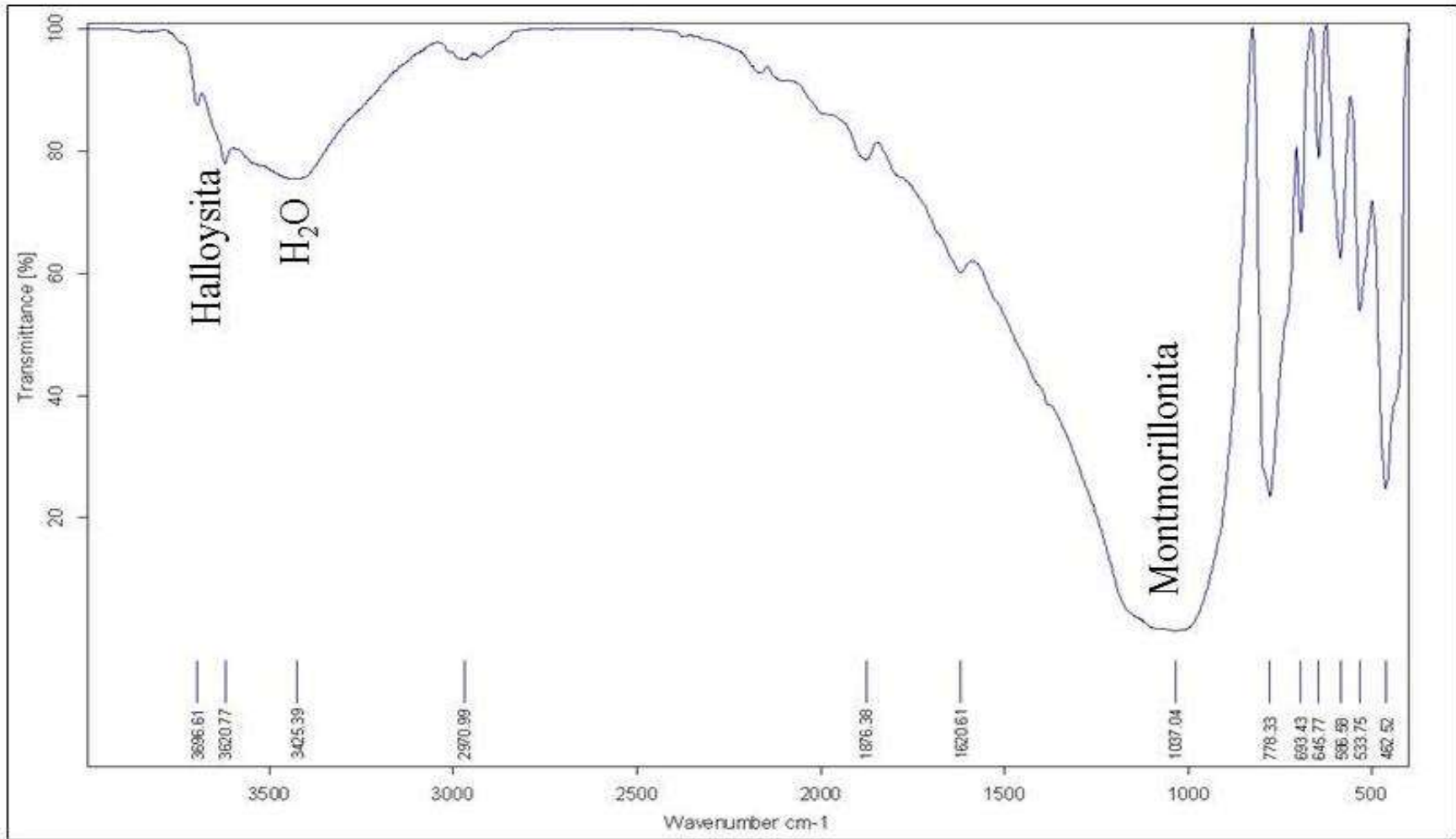


Figura 87. Espectro de infrarrojo para el núcleo LBP-13-IV 10 cm.