

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA

FACULTAD DE CIENCIAS

ESCUELA DE QUÍMICA

DEPARTAMENTO DE GEOQUÍMICA



**QUIMIOESTRATIGRAFÍA ISOTÓPICA (O y C) Y ELEMENTAL EN EL INTERVALO
OLIGO-MIOCENO DE LA PLATAFORMA CARBONÁTICA “PERLA” AL NORESTE
DEL GOLFO DE VENEZUELA: IMPLICACIONES EN ESTUDIOS DE
CORRELACIONES Y PALEOAMBIENTES**

Trabajo Especial de Grado
presentado ante la ilustre
Universidad Central de
Venezuela por el **Br. Elías José
Azar Ceballos** como requisito
para optar al Título de
Licenciado en Geoquímica

Caracas, Octubre de 2015

ACTA

Los abajo firmantes, designados por la Universidad Central de Venezuela como integrantes del Jurado examinador del Trabajo Especial de Grado titulado: **“QUIMIOESTRATIGRAFÍA ISOTÓPICA (O Y C) Y ELEMENTAL EN EL INTERVALO OLIGO-MIOCENO DE LA PLATAFORMA CARBONÁTICA “PERLA” AL NORESTE DEL GOLFO DE VENEZUELA: IMPLICACIONES EN ESTUDIOS DE CORRELACIONES Y PALEOAMBIENTES”** presentado por el Br. Elías José Azar Ceballos, certificamos que este trabajo cumple con los requisitos exigidos por esta Magna Casa de Estudios para optar al título de Licenciado en Geoquímica.

Prof. Grony Garban

(Tutor)

M. Sc. Gilberto Soto

(Tutor)

Prof. José Vicente Gutiérrez

(Jurado)

Prof. Lenin González

(Jurado)

DEDICATORIA

*La perseverancia y el esfuerzo hicieron
Posible llegar a este punto, sabiendo que
Todo final implica un nuevo comienzo*

AGRADECIMIENTOS

Le agradezco primero sobre todas las cosas a Dios por permitirme tener salud y las fuerzas necesarias para llevar a cabo toda mi carrera.

A mis padres por darme la vida y ayudarme a ser la persona que soy hoy en día.

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, que por 5 años ha sido mi segunda casa donde he vivido momentos inolvidables.

A mi familia que de alguna u otra manera han estado allí apoyándome para realizar este logro.

A PDVSA-INTEVEP por permitir el desarrollo de este proyecto.

A mi tutor el Prof. Grony Garban por todos los conocimientos y ayudas prestadas a lo largo de mi carrera.

Al profesor Manuel Martínez, el cual siempre ha estado allí cuando he estado en apuro y me ha prestado su incondicional ayuda.

Al profesor Carlos Barrios, quien más que un profesor ha sido un amigo y guía desde que entre en la carrera, no sólo para resolver problemas académicos sino también escuchar y aconsejar en situaciones personales, gracias profe.

A los profesores Carlos Yanes, Raiza Fernández, Elisa Ochoa, Salvador lo Monaco, Patricia Lugo, Katya Reátegui, Santiago Marrero, Karla Quintero y José Vicente Gutiérrez por formar parte de mi desarrollo tanto profesional como personal.

A mi tutor industrial Gilberto Soto, quien me apoyo incondicionalmente en el desarrollo de este proyecto de investigación con sus sabias sugerencias y su activa ayuda.

A mi amigo incondicional Andrés Piñango, quien siempre estudio conmigo y estuvo allí para ayudarme en lo que sea en toda mi carrera gracias por todo eres considerado como mi hermano menor.

A mi amigo Jesús Guerra por tan buenos momentos vividos y cantidades de anécdotas.

A mis compañeros Karelis, Astolfo y Luanda quienes siempre discutíamos acerca de todo.

Al grupo más grande de tesistas (geoquímicos) de INTEVEP: Juan, Samuel, Endrina, Jefferson, Yulimar, Javier, Francis, Jesús por todas las experiencias vividas en el desarrollo de este proyecto.

A José Martínez "el negro" por su incondicional ayuda tanto en mis pasantías como en mi tesis, además de ofrecerme su amistad.

A Robin Alviares quien también siempre estuvo en la disposición de ayudarme tanto en las pasantías como en este proyecto.

A Freddy Negrón por toda su ayuda en mi estadía en INTEVEP.

Al personal del laboratorio de isótopos estables de PDVSA INTEVEP, especialmente a Manuel Matos y Delfín Rivas.

A una persona que llegó a mi vida de la manera más inesperada y me ha ayudado en todo lo que ha podido incondicionalmente, de corazón te doy las gracias Karly Padrón, me has demostrado ser una excelente luchadora de vida.

Y por último quiero agradecer a todas las personas que de alguna manera u otra han hecho que este sueño se cumpla.

RESUMEN

Se realizó un estudio quimioestratigráfico (con atributos elementales e isotópicos) con el fin de establecer correlaciones laterales y determinar las condiciones paleoambientales de sedimentación, de secuencias oligo-miocenas pertenecientes a la plataforma carbonática “Perla”, al noreste del Golfo de Venezuela. Para ello, se estudiaron tres pozos definidos como A, B y C pertenecientes a esta plataforma carbonática. Los análisis químicos para los pozos A y B fueron llevados a cabo mediante la técnica de fluorescencia de rayos X, mientras que para el pozo C se llevaron a cabo mediante Espectroscopia de Absorción y Emisión Atómica y Plasma Inductivamente Acoplado con un detector de masa. Así mismo, los análisis isotópicos fueron realizados mediante espectrometría de masas de relaciones isotópicas mediante la modalidad *dual inlet*. Por otro lado, los análisis mineralógicos cualitativos y cuantitativos fueron llevados a cabo mediante la técnica de difracción de rayos X. El análisis estadístico llevado a cabo agrupó a los siguientes elementos: **Al₂O₃-K₂O-SO₃-Fe₂O₃-Zn-P₂O₅-Y-Ni-Rb-Cr-Mn-Na₂O-Se-Mo** para el pozo A, **Al₂O₃-K₂O-Na₂O-Fe₂O₃** para el pozo B y **K₂O-Na₂O-Sc-Ti-V-Co-Ni-Zn-Mn** para el pozo C, lo que permitió establecer que los procesos geoquímicos asociados con aporte de detritos, acumulación de elementos redox-sensibles y activación de la dinámica de nutrientes actuaron simultáneamente en la formación de estas secuencias carbonáticas. A partir de la abundancia de los elementos mayoritarios, traza, fases mineralógicas e isótopos estables se lograron establecer tres quimiozonas claramente diferenciables de las zonas adyacentes. Las quimiozonas 1 y 2 están asociadas a aumentos en el nivel del mar, mientras que la quimiozona 3 está reflejada por un proceso de somerización el cual marca el límite Chattiense-Rupeliense. Las bajas relaciones de V/Cr y Ni/Co para los pozos A y C permitieron establecer que las condiciones redox del ambiente de sedimentación fueron predominantemente óxicas, con ciertos intervalos de condiciones subóxicas/anóxicas relacionadas a la presencia de pirita. Por otro lado, la relación entre los isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ indican que la firma isotópica original ha sido parcialmente alterada por procesos diagenéticos, debido a que ninguno de los pozos estudiados presentó alguna correlación entre estas dos variables. A pesar de ello, se logró realizar la correlación estratigráfica con base en la distribución de $\delta^{13}\text{C}$, ya que los procesos diagenéticos alteran en menor proporción esta distribución isotópica. De la misma manera, se logró medir las relaciones isotópicas en el foraminífero bentónico *Amphistegina*, las cuales permitieron estimar las paleotemperaturas para el Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano. Estas temperaturas

oscilaron en un rango de 36 °C a 25 °C, donde los valores más altos pertenecen al Oligoceno y la tendencia hallada es decreciente hacia temperaturas bajas para el Mioceno Temprano, lo que permitió inferir que el Oligoceno Tardío se caracterizó por poseer un clima más cálido que el Mioceno Temprano. Por último, con base en las mediciones isotópicas de los diferentes pozos estudiados se logró establecer una tendencia local para este sistema, que al ser comparada con las tendencias de las curvas globales se aprecia una correlación positiva para este periodo de tiempo geológico estudiado.

ÍNDICE DE CONTENIDO

	Pág.
1. INTRODUCCIÓN	1
2. MARCO TEÓRICO	4
2.1 Rocas sedimentarias: origen y clasificación -----	4
2.1.1 Constituyentes de las rocas sedimentarias -----	6
2.2 Sedimentología y Estratigrafía -----	7
2.3 Geoquímica del proceso sedimentario: parámetros y distribuciones elementales -----	9
2.3.1 Composición mineralógica de las rocas sedimentarias -----	9
2.3.2 Composición química de las rocas sedimentarias -----	10
2.3.3 Parámetros que determinan el comportamiento de los elementos en el ambiente de sedimentación-----	12
2.3.3.1 Potencial iónico -----	13
2.3.3.2 Concentración del ión H ⁺ (pH) y potencial óxido reducción (Eh) -----	14
2.4 Isótopos estables-----	18
2.4.1 Fraccionamiento isotópico -----	23
2.4.2 Evaporación-condensación -----	23
2.4.3 Efectos biológicos-----	26
2.4.4 Paleoclimatología -----	26
2.5 Quimioestratigrafía como herramienta y sus aplicaciones -----	30
2.5.1 Aplicaciones de la Quimioestratigrafía -----	32
2.5.1.1 Correlaciones de secuencias laterales -----	32
2.5.1.2 Determinación de la procedencia de los sedimentos y configuración tectónica -----	33

2.5.1.3	Establecimiento de las condiciones redox -----	35
2.5.1.4	Variaciones paleoclimáticas -----	37
2.6	Geología regional -----	38
2.6.1	Evolución geológica de la Cuenca de Falcón -----	40
2.7	Geología local -----	42
3.	METODOLOGÍA	46
3.1	Etapa de campo-----	46
3.1.1	Muestreo-----	46
3.1.1.1	Muestreo de los pozos para el análisis isotópico en conchas del foraminífero béntico <i>Amphistegina</i> -----	48
3.2	Etapa de laboratorio-----	49
3.2.1	Tratamiento físico de las muestras-----	49
3.2.2	Tratamiento químico de las muestras-----	50
3.2.2.1	Análisis químico de elementos mayoritarios y traza mediante ICP-AES -----	51
3.2.2.2	Análisis isotópico mediante espectrometría de masas -----	53
3.2.2.3	Análisis cualitativo y cuantitativo de minerales mediante DRX -----	54
3.3	Etapa de interpretación de resultados -----	58
4.	RESULTADOS	58
4.1	Análisis de elementos mayoritarios y traza-----	58
4.1.1	CaO y MgO-----	61
4.1.2	Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , K ₂ O y Na ₂ O-----	63
4.1.3	Azufre-----	64
4.1.4	P ₂ O ₅ -----	65
4.2	Análisis de difracción de rayos X -----	68

4.2.1	Calcita y Dolomita-----	70
4.2.2	Minerales de arcilla-----	70
4.2.3	Cuarzo-----	71
4.2.4	Pirita-----	71
4.3	Isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en roca total-----	72
4.4	Isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en el foraminífero béntico <i>Amphistegina</i> -----	73
5	INTERPRETACION DE RESULTADOS	76
5.1	Determinación de quimiozonas -----	76
5.1.1	Correlaciones elementales-----	76
5.1.1.1	Distribución de terrígenos en el pozo A-----	77
5.1.1.2	Distribución de elementos redox-sensibles del pozo A-----	82
5.1.1.3	Distribución de terrígenos para el pozo C-----	84
5.1.1.4	Distribución de elementos redox-sensibles para el pozo C-----	86
5.1.1.5	Distribución de las variables químicas para el pozo B-----	87
5.1.1.6	Distribución de los minerales en las distintas secciones estudiadas-----	89
5.2	Condiciones redox del ambiente de sedimentación-----	92
5.3	Distribución de isotopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en roca total-----	95
5.3.1	Diagénesis-----	97
5.4	Distribución de isotopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) en el foraminífero <i>Amphistegina</i> -----	101
5.4.1	Limite Oligoceno-Mioceno, evento de glaciación Mi-1-----	104
5.5	Correlación Estratigráfica-----	107
5.5.1	Distribución isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ -----	107
5.5.2	Distribución isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ -----	110
5.5.3	Distribución de terrígenos-----	110
5.5.4	Distribución del porcentaje de Balánidos -----	113

5.5.5	Distribución de <i>Heterostegina</i> -----	115
5.6	Curvas isotópicas locales-----	117
6.	CONCLUSIONES -----	121
7.	RECOMENDACIONES -----	124
8.	BIBLIOGRAFÍA -----	125
9.	APENDICE -----	136

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Diagrama triangular que muestra la relación entre la sedimentología y las ciencias básicas	8
Figura 2. Composición química de los sedimentos más comunes	12
Figura 3. Comportamiento geoquímico de algunos elementos con base en su potencial iónico.....	14
Figura 4. Solubilidad de la sílice amorfa y el hidróxido de aluminio como función del pH a 25°C	16
Figura 5. Diagrama de Eh-pH para el sistema Mn- H ₂ O.....	17
Figura 6. Rangos de pH y Eh para los ambientes naturales	18
Figura 7. Fraccionamiento del $\delta^{18}\text{O}$ en el proceso de evaporación-condensación.....	24
Figura 8. Fraccionamiento del $\delta^{18}\text{O}$ a medida que las nubes se desplazan desde el ecuador hacia latitudes superiores.....	25
Figura 9. Relación entre el $\delta^{18}\text{O}$ y la salinidad.....	25
Figura 10. Distribución del $\delta^{18}\text{O}$ en rocas y aguas naturales.....	27
Figura 11. Comparación de las fluctuaciones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos plantónicos y bentónicos del Océano Antártico.....	29
Figura 12. Distribución isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ en algunos compuestos importantes de carbono .	30
Figura 13. Perfiles quimioestratigráficos	31
Figura 14. Diagrama discriminante de Ti/Zr vs La/Sc	34
Figura 15. Distribución estratigráfica de la concentración (ppm) de elementos traza en rocas de la sección Shatan, Provincia Sichuan, al sur de China	36
Figura 16. Provincias geológicas en la región del golfo de Venezuela.....	38
Figura 17. Mapa de la ubicación de la Cuenca de Falcón	39
Figura 18. Relación estratigráfica de la Cuenca de Falcón desde el Este hacia el Oeste.....	41
Figura 19. Ubicación de la zona de estudio.....	42
Figura 20. Distribución de facies de los Pozos A y B	44
Figura 21. Distribución de los bio-componentes primarios y secundarios de la secuencia sedimentaria de los Pozos A y B.....	45
Figura 22. Perfil depositacional de las facies sedimentarias identificadas.....	45

Figura 23.	Herramientas utilizadas en la separación por <i>picking</i>	50
Figura 24.	Equipo de microondas <i>MARS5</i> para digestión total de muestras.....	52
Figura 25.	Tubo de <i>Rittenberg</i> , para la reacción de la muestra con el ácido fosfórico	53
Figura 26.	Espectrómetro de masas THERMO DELTA V PLUS	54
Figura 27.	Difractómetro a utilizar en el análisis de las muestras.....	55
Figura 28.	Esquema general de la metodología a realizar.....	56
Figura 29.	Diagramas de dispersión de las especies CaO y MgO para los pozos A y B	62
Figura 30.	Gráfico de dispersión de Fe ₂ O ₃ con respecto al SO ₃	65
Figura 31.	Diagramas de dispersión de las especies Fe ₂ O ₃ , Al ₂ O ₃ , K ₂ O, Na ₂ O y SiO ₂ para los tres pozos estudiados.....	66
Figura 32.	Gráfico de dispersión de Al ₂ O ₃ con respecto al P ₂ O ₅	67
Figura 33.	Difractograma obtenido para una muestra con profundidad de 9365,50 pies para el pozo C	68
Figura 34.	Especímenes de <i>Amphsitegina lessoni</i> (A y C) y <i>Amphistegina angulata</i> (B y D) identificados y recolectados en este estudio	74
Figura 35.	Perfiles quimioestratigráficos de las especies Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , Na ₂ O, K ₂ O, Mn, Rb y terrígenos para el pozo A.....	78
Figura 36.	Distribución a lo largo de la columna estratigráficas de terrígenos (%), CaO, Planctónicos/Bentónicos, Zn y Ba para el pozo A.....	81
Figura 37.	Perfiles quimioestratigráficos de las especies P ₂ O ₅ , SO ₃ , Ni, Cu, Zn, Se, Y y Mo para el pozo A.....	83
Figura 38.	Perfiles quimioestratigráficos para las especies K ₂ O, Na ₂ O, Sc, Ti, Mn para el pozo C	85
Figura 39.	Perfiles quimioestratigráficos para las especies V, Cr, Co, Ni, Zn, As para el pozo C	86
Figura 40.	Perfiles quimioestratigráficos para las especies Al ₂ O ₃ , Fe ₂ O ₃ , Na ₂ O, K ₂ O, Terrígenos (%), SO ₃ y P ₂ O ₅ para el pozo B	88
Figura 41.	Distribución estratigráfica de las variables calcita, CaO, dolomita, Mg, minerales de arcilla, terrígenos, piritita y Fe ₂ O ₃ para el pozo A	90
Figura 42.	Distribución estratigráfica de las variables Terrígenos, calcita, CaO, dolomita, MgO, piritita para el pozo B.....	91

Figura 43.	Distribución estratigráfica de las variables Calcita, Dolomita y Minerales de arcilla obtenidas para el pozo C	93
Figura 44.	Diagrama de la relación V/Cr en función de Ni/Co para los pozos A y C	94
Figura 45.	Distribución isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para los tres pozos estudiados (A, B y C) .	96
Figura 46.	Diagrama de dispersión de $\delta^{18}\text{O}$ en función de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos para los tres pozos	98
Figura 47.	Distribución de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ para muestras con menor al 15 % de Dolomita (azul y roja) y muestras con porcentaje de Dolomita mayor al 15 % (verde y morado)	100
Figura 48.	Diagramas de dispersión de $\delta^{18}\text{O}$ en función de $\delta^{13}\text{C}$ para los tres pozos estudiados.....	102
Figura 49.	Distribución de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en función de la profundidad para los tres pozos estudiados, los valores isotópicos están referidos al estándar VPDB	103
Figura 50.	A) Curva isotópica global de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ basado en la medición de foraminíferos bentónicos (<i>Cibicidoides</i> y <i>Nuttallides</i>) desde el Paleogeno hasta la actualidad (Zachos <i>et al.</i> , 2001), B) Curva isotópica global de $\delta^{18}\text{O}$ para foraminíferos béticos y plácticos (Armstrong y Brasier, 2005).....	105
Figura 51.	Distribución de las temperaturas (°C) halladas para los tres pozos estudiados....	106
Figura 52.	Correlación estratigráfica con base en los perfiles de $\delta^{13}\text{C}$ para los tres pozos estudiados.....	108
Figura 53.	Correlación para la Qz 1 con base en la distribución del $\delta^{18}\text{O}$ para los pozos estudiados.....	111
Figura 54.	Correlación estratigráfica planteada para los tres pozos estudiados con base en la distribución del porcentaje de Terrigenos	112
Figura 55.	Correlación estratigráfica (Qz 1) planteada para los tres pozos con base en la distribución del % de Balánidos.....	114
Figura 56.	Correlación estratigráfica para el Oligoceno con base en la distribución del foraminífero bético <i>Heterostegina</i>	116

Figura 57.	Distribución de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ local para la Plataforma Carbonática “Perla” en roca total, con base en los valores isotópicos hallados para los tres pozos estudiados.....	118
Figura 58.	Distribución de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ local para la Plataforma Carbonática “Perla” en el foraminífero béntico <i>Amphistegina</i> , con base en los valores isotópicos hallados para los tres pozos estudiados	120

LISTA DE TABLAS

		Pág.
Tabla 1.	Tipos de estratigrafía, definidos con base en las propiedades que ellas analizan	8
Tabla 2.	Composición química promedio de rocas sedimentarias comunes	11
Tabla 3.	Estándares utilizados a nivel mundial para la medida isotópica de hidrogeno, boro, carbono, nitrógeno, oxígeno, silicio, azufre y cloro	21
Tabla 4.	Valores (δ) isotópico de los materiales de referencia más comunes utilizados para medir la relación isotópica de carbono y oxígeno.....	22
Tabla 5.	Concentración media (mediana) de los elementos mayoritarios expresada en óxidos correspondiente a los pozos A, B y C	59
Tabla 6.	Concentración media (mediana) de los elementos traza expresada en su forma elemental correspondiente a los pozos A y C	60
Tabla 7.	Porcentaje medio de los minerales presentes en las muestras correspondientes a los pozos A, B y C	69
Tabla 8.	Resultados medios de los valores de isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en roca total reportados en función del patrón VPDB	78
Tabla 9.	Resultados resumidos hallados a partir del foraminífero <i>Amphistegina</i> para los tres pozos estudiados para $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ y T (°C).....	75

1. INTRODUCCIÓN

Las rocas sedimentarias cubren el 75 % de la superficie de la Tierra, donde muchas de ellas contienen minerales y combustibles fósiles de importancia económica; se encuentran caracterizadas por la presencia de capas o estratos, estructuras y texturas distintivas; así como también por una composición química y mineralógica distintiva a las demás (ígneas y metamórficas). Ejemplos de algunos productos de interés económico con ocurrencia en las roca sedimentarias, los constituyen: el petróleo, gas natural, carbón, sales, azufre, hierro, fósforo, y otros yacimientos minerales (Boggs, 2009).

En estas secuencias sedimentarias que poseen productos de interés económico se intenta establecer correlaciones de diferentes secciones estratigráficas basadas en: litologías similares, propiedades petrofísicas, paleomagnetismo, análisis de minerales pesados y técnicas isotópicas. En busca de tales correlaciones en el ámbito estratigráfico, se ha desarrollado una rama de la Estratigrafía denominada Quimioestratigrafía, basada en la medición de propiedades o atributos químicos de los estratos o capas a lo largo de secuencias sedimentarias. La misma busca establecer cambios en las distribuciones elementales e isotópicas, las cuales responden sensiblemente a cambios en los ambientes y procesos de sedimentación. Las aplicaciones de esta rama incluyen: determinación de la procedencia de sedimentos (Anderson *et al.*, 2004; Do Campo y Guevara, 2005; Méndez *et al.*, 2007), establecimiento de condiciones redox del ambiente de sedimentación (Morford y Emerson, 1999; Rimmer, 2004; Guo *et al.*, 2007; Méndez *et al.*, 2007; Garbán, 2010), correlaciones laterales de secuencias sedimentarias (Pearce *et al.*, 1999; Dayong *et al.*, 1999; Holmden *et al.*, 2006), inferencias paleoclimáticas (Miller, 1991; Mashiotta *et al.*, 1999; Zachos *et al.*, 2001-a; Pekar *et al.*, 2006; Ohta *et al.*, 2003; Wilson *et al.*, 2009; Katz *et al.*, 2010) entre otras aplicaciones.

La Quimioestratigrafía como herramienta, en conjunto con las demás ramas de la Estratigrafía, ayuda a comprender los procesos que dieron origen a las secuencias sedimentarias halladas hoy en día, especialmente cuando son muy monótonas, uniformes y los estudios bioestratigráficos se dificultan debido a la poca fauna presente en ellas. En Venezuela una de las

áreas más estudiadas desde el punto de vista quimioestratigráfico es la Cuenca de Falcón. En ella resaltan trabajos como los de Ávila *et al.*, 2007; Valencia, 2007; Méndez *et al.*, 2007; Guerrero, 2008 entre otros que han aportado a la mejor comprensión estratigráfica de la Cuenca de Falcón.

La Cuenca de Falcón se constituye como una de las cuencas de mayor complejidad estructural dentro del sistema de cuencas petrolíferas de Venezuela. Esta complejidad se debe a una superposición de eventos tectono-estratigráficos, que van desde el *rifting* en el Oligoceno, pasando por una inversión tectónica en el Mioceno Medio y una zona de compresión del Mioceno Tardío al Plioceno, hasta la configuración que hoy en día conserva (Audemard, 1995). Recientemente, la empresa Petróleos de Venezuela, S.A. halló uno de los reservorios probados de gas natural y condensado más grandes del país enmarcado en la Cuenca de Falcón, específicamente al noreste del Golfo de Venezuela.

Este yacimiento de gas, se encuentra asociado a una secuencia sedimentaria carbonática, la cual presenta una edad comprendida entre el Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano (Vanegas *et al.*, 2011). En el mismo ya se han realizado estudios bioestratigráficos (Vanegas *et al.*, 2011) y sedimentológicos (Ortega *et al.*, 2013), quedando aún ciertas incertidumbres con respecto a correlaciones y límites estratigráficos. En este sentido, se ha planteado realizar estudios quimioestratigráficos, los cuales permitan contribuir a determinar los procesos que gobernaron la sedimentación de la secuencia, así como establecer, con un mayor grado de seguridad, las correlaciones laterales entre las distintas secuencias a estudiar.

Por lo antes expuesto y debido a la importancia estratégica que presenta esta secuencia sedimentaria, da la necesidad de entender la génesis y arquitectura de la misma, así como también comprender su evolución en el contexto temporal y espacial. Por consiguiente, en este trabajo se plantea como **objetivo general** realizar un estudio quimioestratigráfico (con atributos elementales e isotópicos) con el fin de establecer correlaciones laterales y determinar las condiciones paleoambientales de sedimentación, de secuencias oligo-miocenas pertenecientes a la plataforma carbonática “Perla”, al noreste del Golfo de Venezuela.

Para dar cumplimiento a este objetivo general se plantean los siguientes **objetivos específicos**:

1. Identificar las quimiofacies presentes en la plataforma carbonática “Perla” mediante el uso de perfiles quimioestratigráficos, estadística descriptiva y análisis multivariado.
2. Determinar las relaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ a partir del estudio sobre conchas del foraminífero béntico *Amphistegina* y compararlas con las curvas isotópicas globales.
3. Establecer la correlación quimioestratigráfica de las secuencias a estudiar (tres núcleos en el intervalo Oligo-Mioceno) con base en el comportamiento geoquímico de elementos mayoritarios (Ca y Mg), traza (Na, Al, Si, P, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Sm, Yb, Hf, Ta, W, Tl, Th, U), isótopos ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) y datos mineralógicos.
4. Determinar las condiciones paleoclimáticas (nivel del mar, paleotemperaturas) y paleoambientales (condiciones redox) bajo las cuales fue sedimentada la plataforma carbonática “Perla”.
5. Proponer una curva isotópica local para la plataforma carbonática “Perla”, sobre la base de la marca isotópica característica.

2. MARCO TEÓRICO

A continuación se presentan las bases teóricas que soportan la presente investigación, en el marco de la geoquímica de los procesos sedimentarios y fraccionamiento isotópico. Con el fin de introducir al lector en la teoría básica necesaria para comprender los procesos a describir en el presente trabajo, haciendo énfasis en los siguientes tópicos: rocas sedimentarias y su estudio, geoquímica de los procesos sedimentarios (parámetros y distribuciones elementales) y la aplicación de la quimioestratigrafía como herramienta complementaria en el estudio interdisciplinario de las secuencias sedimentarias. Las mismas están comprendidas para delimitar y enmarcar los alcances y objetivos de este proyecto de investigación.

2.1 Rocas sedimentarias: origen y clasificación

Las rocas sedimentarias son el producto de la interacción de los procesos exógenos tales como meteorización y erosión con las rocas preexistentes en la corteza terrestre como lo son: ígneas, metamórficas y también sedimentarias antiguas, originando fragmentos, granos y partículas que constituyen el sedimento, el cual es transportado y continuamente modificado hasta ser depositado en una determinada cuenca sedimentaria, así como también por el producto de precipitación química de minerales de carbonato, sulfatos, fosfatos entre otros, o por actividad de organismos (Méndez, 2006).

Estas rocas son formadas a bajas presiones y temperaturas sobre la superficie de la Tierra, debido a la depositación de sedimentos por acción del agua, viento o hielo, en contraste con las rocas ígneas y metamórficas, las cuales son formadas principalmente bajo la superficie de la Tierra, donde las temperaturas y presiones son considerablemente mayores que las observadas en el ambiente superficial. Estas fundamentales diferencias en el origen de estas rocas permite diferenciarlas con base en propiedades físicas y químicas distintivas (Boggs, 2009).

Las rocas sedimentarias cubren aproximadamente las tres cuartas partes de la superficie de la Tierra. Ellas poseen un importante significado desde el punto de vista genético, debido a que sus texturas, estructuras, composición, y contenido de fósiles revelan la naturaleza de los ambientes superficiales y las formas de vida en la superficie de la Tierra en el pasado. También, desde el punto de vista económico poseen una gran importancia, debido a la gran variedad de yacimientos minerales con ocurrencia en ellas; petróleo, gas natural, carbón, sales, azufre, hierro, fosforo, incluso acuíferos importantes y otros yacimientos minerales son ejemplo de algunos productos de alto interés económico con ocurrencia en las rocas sedimentarias (Boggs, 2009).

El ciclo sedimentario engloba los procesos fundamentales que dan origen a las rocas sedimentarias. Está determinado por los siguientes procesos: meteorización, erosión y transporte, depositación, litificación, levantamiento y de nuevo meteorización. La meteorización causa la descomposición química y la ruptura física de la roca, conduciendo a la formación de minerales secundarios o neoformados tales como minerales de arcilla y óxidos; concentración de minerales primarios o resistatos como el cuarzo y el zircón y a especies químicas en solución tales como iones sodio, potasio, magnesio, además de compuestos neutros y pares iónicos, los cuales posteriormente pueden entrar en los sistema de drenajes superficiales.

Al mismo tiempo las partículas discretas generadas por la meteorización son erosionadas y transportadas por la acción del agua y el viento. Una vez depositados los sedimentos o partículas discretas mencionadas anteriormente, el aumento de temperatura y presión generadas debido al soterramiento, trae como consecuencia la diagénesis de los sedimentos, conduciendo a destrucción de algunos constituyentes, generación de nuevos minerales en el sedimento (minerales autigénicos) y eventualmente consolidación y litificación de los sedimentos en una roca sedimentaria (Selley, 2000; Boggs, 2009).

2.1.1 Constituyentes de las rocas sedimentarias

Esta sucesión generalizada de procesos sedimentarios llevan a la generación de cuatro tipos de constituyentes fundamentales: partículas siliciclásticas o terrígenas, constituyentes químicos/bioquímicos, constituyentes carbonosos y constituyentes autigénicos, los cuales en diferentes proporciones enmarcan todas las rocas sedimentarias (Boggs, 2009).

Constituyentes siliciclásticos: son fragmentos de rocas generados por explosiones volcánicas o por descomposición de rocas debido a la meteorización. Los minerales principales son silicatos tales como cuarzo, feldespato y micas. Los clastos pueden ser de rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias antiguas.

Constituyentes químicos/bioquímicos: los procesos químicos y bioquímicos que operan en las cuencas sedimentarias pueden conllevar a la precipitación de minerales como calcita, yeso y apatito, así como también formación de conchas carbonáticas y silíceas de algunos organismos vivos. Estos materiales son los constituyentes de rocas como calizas, cherts, evaporitas, fosforitas entre otras.

Constituyentes carbonosos: este se refiere a la materia orgánica que puede estar presente en los sedimentos producto del decaimiento de materiales como restos de animales, plantas superiores, fitoplancton zooplancton, etc. Una vez depositados, estos materiales serán transformados en compuestos más complejos (turbas, sustancias húmicas, bitumen y querógeno).

Constituyentes autigénicos: estos incluyen a los minerales precipitados a partir de las aguas de poros dentro del agregado sedimentario durante el soterramiento o diagénesis. Estos constituyentes secundarios o autigénicos pueden incluir silicatos como el cuarzo, feldespato, minerales de arcilla y glauconita, así como también minerales no silicatados tales como calcita, barita, hematita y yeso. Ellos pueden estar presentes en cualquier tipo de roca sedimentaria, pero nunca constituyen gran parte de la misma.

2.2 Sedimentología y Estratigrafía

La Sedimentología es el estudio de los procesos de formación, transporte y depositación de los materiales acumulados como sedimentos en ambientes continentales y marinos, los cuales son posteriormente transformados en rocas; es decir, se centra en estudiar los procesos por los cuales se forman las rocas sedimentarias. Por otra parte, la Estratigrafía es el estudio de las rocas estratificadas, para determinar el orden y tiempo de los eventos en la historia de la Tierra: esto permite interpretar las rocas sedimentarias en términos de ambientes dinámicos que son capaces de evolucionar. En otras palabras, es el estudio de las rocas estratificadas para su interpretación en términos de origen e historia geológica.

El registro estratigráfico de las rocas sedimentarias es la base de datos fundamental para entender la evolución de la vida, la evolución tectónica a través del tiempo y los cambios climáticos (Catuneanu, 2006; Nichols, 2009).

La Sedimentología posee relación estrecha con algunas ciencias básicas tales como la física, química y biología (figura 1). La aplicación de estas ciencias al estudio de los sedimentos trajo como resultado varias líneas de investigación dentro de las ciencias de la Tierra. Esta relación también puede ser apreciada en la Estratigrafía (tabla 1), la cual también se basa en ciencias básicas para realizar estudios relevantes y aportar información valiosa en el estudio del registro geológico.

De acuerdo a lo anteriormente mencionado la Estratigrafía posee ciertas ramas que generalmente son integradas en estudios completos en la industria petrolera, debido a la necesidad de entender los procesos físicos, químicos y biológicos que dieron origen a esos importantes recursos energéticos. Así como también, en estudios y análisis complejos de las cuencas sedimentarias en general.

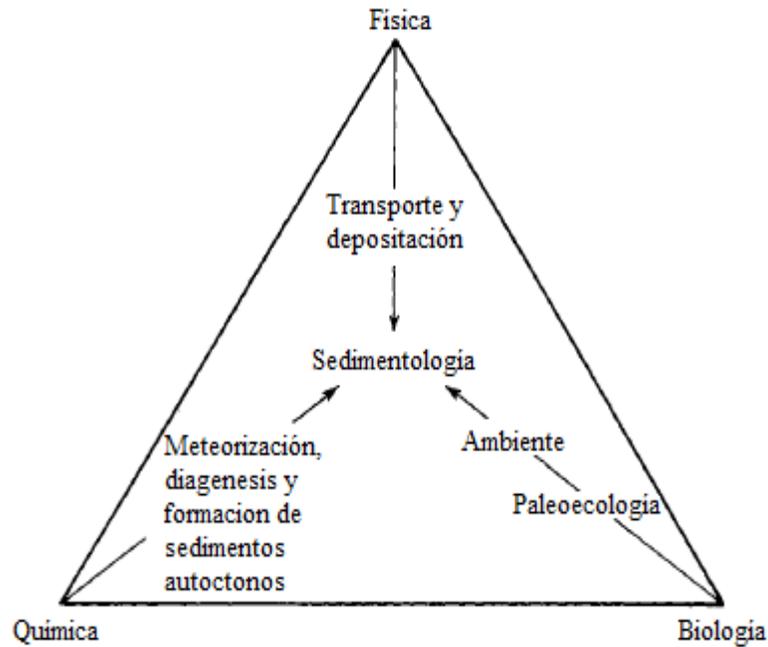


Figura 1. Diagrama triangular que muestra la relación entre la Sedimentología y las ciencias básicas (Selley, 2000).

Tabla 1. Tipos de Estratigrafía, definidos con base en las propiedades que ellas analizan (tomada de Catuneanu, 2006).

Estratigrafía	Propiedad Estudiada
Litoestratigrafía	Litología
Bioestratigrafía	Fósiles
Magnetoestratigrafía	Polaridad Magnética
Quimioestratigrafía	Atributos Químicos
Cronoestratigrafía	Edades Absolutas
Aloestratigrafía	Discontinuidades
Estratigrafía Sísmica	Datos Sísmicos

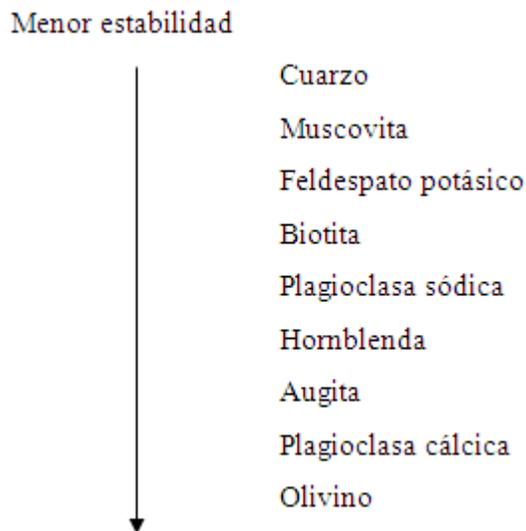
2.3 Geoquímica del proceso sedimentario: parámetros y distribuciones elementales

La Geoquímica del proceso sedimentario estudia la distribución, acumulación y migración de las especies químicas bajo las condiciones en las cuales son formadas las rocas sedimentarias. Por lo tanto, es necesario establecer los factores y procesos que de alguna manera u otra controlan el comportamiento de las especies químicas en el ambiente exógeno, con base en la interacción de la atmósfera, hidrósfera y litósfera.

La sedimentación puede categorizarse como la interacción de la atmósfera y la hidrósfera sobre la corteza de la Tierra. Varios aspectos de la sedimentación son descritos en términos de meteorización, erosión, depositación y diagénesis teniendo en cuenta que ninguno de estos procesos funciona aisladamente. Los constituyentes originales de las rocas ígneas son altamente inestables respecto a las geósferas superficiales (atmósfera e hidrósfera) debido a su formación bajo condiciones totalmente diferentes (altas presiones y temperaturas). Esto conlleva a que la mayoría de ellos tiendan a ser alterados por la acción de los agentes de la meteorización química (oxígeno, CO₂ y agua), formando nuevos minerales estables bajo estas nuevas condiciones termodinámicas (Mason y Moore, 1982).

2.3.1 Composición mineralógica de las rocas sedimentarias

La mineralogía de las rocas sedimentarias es caracterizada por dos tipos diferentes de materiales: minerales resistentes o resistatos a los procesos de alteración, y minerales neoformados a partir de la descomposición química del mineral original. En este sentido, Goldich en 1938 categorizó el orden de estabilidad de los minerales de las rocas ígneas con respecto al proceso de meteorización, el cual es inverso a la serie de reacción de Bowen. El orden de estabilidad es presentado en el siguiente esquema donde la dirección de la flecha indica menor estabilidad:



El número total de los minerales en el registro sedimentario es muy alto. Sin embargo, los minerales más comunes en tales rocas pueden generalizarse en: cuarzo, feldespato, calcita, dolomita, minerales de arcilla y oxihidróxidos de hierro y aluminio. La gran cantidad de minerales restantes representan muy poca proporción de las rocas con respecto a los mencionados anteriormente, exceptuando ambientes específicos (Mason y Moore, 1982).

2.3.2 Composición química de las rocas sedimentarias

La composición química de las rocas sedimentarias es muy variable en comparación con las rocas ígneas, debido a la gran variedad de ambientes superficiales bajo los cuales pueden ser formadas, lo que refleja en la variabilidad química que pueden poseer dichas rocas. En términos de óxidos, se aprecia que el SiO_2 puede exceder el 99% en algunas areniscas; Al_2O_3 puede alcanzar valores cercanos a 70% en bauxitas; Fe_2O_3 supera el 75% en limonitas; FeO tan alto como 60% en las sideritas; MgO cercano al 20% en las dolomitas y CaO valores de 56% en calizas puras.

Así mismo, Clarke estimó la composición promedio de las rocas sedimentarias comunes (tabla 2) analizando mezclas de muchas muestras individuales. La composición química

promedio de las rocas sedimentarias ha sido considerada muy cercana a la de las rocas ígneas, esto considerando que todas las rocas sedimentarias han sido derivadas de las rocas ígneas por procesos de meteorización.

Tabla 2. Composición química promedio de rocas sedimentarias comunes (Mason y Moore, 1982).

Espece	Promedio de rocas ígneas	Promedio de lutitas	Promedio de areniscas	Promedio de calizas
SiO ₂	59,14	58,10	78,33	5,19
TiO ₂	1,05	0,65	0,25	0,06
Al ₂ O ₃	15,34	15,40	4,77	0,81
Fe ₂ O ₃	3,08	4,02	1,07	0,54
FeO	3,80	2,45	0,30	-----
MgO	3,49	2,44	1,16	7,89
CaO	5,08	3,11	5,50	42,57
Na ₂ O	3,84	1,30	0,45	0,05
K ₂ O	3,13	3,24	1,31	0,33
H ₂ O	1,15	5,00	1,63	0,77
P ₂ O ₅	0,30	0,17	0,08	0,04
CO ₂	0,10	2,63	5,03	41,54
SO ₃	-----	0,64	0,07	0,05
BaO	0,06	0,05	0,05	-----
C	-----	0,80	-----	-----
Total	99,56	100,00	100,00	99,84

----- No detectado

Las características resaltantes de la composición química de las rocas sedimentarias son, la dominancia del potasio sobre el sodio, el aluminio conservativo (en las lutitas), alta sílice en las areniscas y en los cherts, alto calcio y magnesio en los carbonatos y la predominancia del hierro en su estado férrico. Estas son algunas generalizaciones u observaciones basadas en la composición promedio, aunque pueden existir muchas excepciones (Mason y Moore, 1982).

Es claro que la distribución elemental está determinada por el tipo de roca que se esté evaluando, ya que cada una posee ambientes de formación diferentes y su comportamiento elemental varía. Con base en ello es posible tener una visión general de cómo se relaciona la composición química con el tipo de roca sedimentaria (figura 2), basado en un diagrama triangular en el cual los ápices representan las especies más abundantes en la mayoría de las rocas sedimentarias, expresadas por el contenido de SiO_2 , $(\text{Al,Fe})_2\text{O}_3 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ y $(\text{Ca,Mg})\text{CO}_3$.

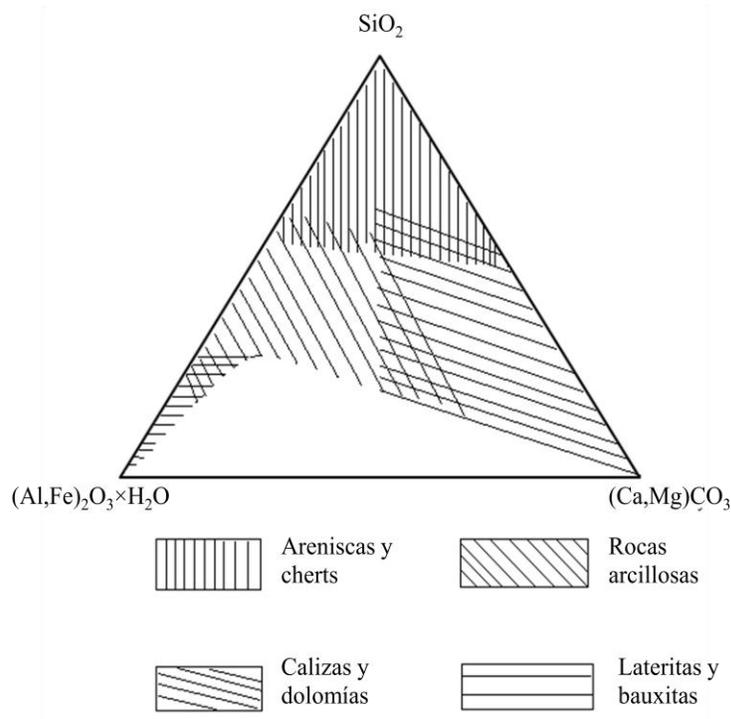


Figura 2. Composición química de los sedimentos más comunes. Los sedimentos que denotan composición en el área blanca son muy raros o no existen (tomado de Mason y Moore, 1982).

2.3.3 Parámetros que determinan el comportamiento de los elementos en el ambiente de sedimentación

La Geoquímica de los procesos sedimentarios está principalmente controlada por las reacciones que tienen lugar en presencia de agua, el solvente universal, con base en sus propiedades fisicoquímicas y en equilibrio con el CO₂ de la atmósfera contribuyen a todas las

reacciones que ocurren en el contexto sedimentario. Tales reacciones químicas y sus productos, dependen en gran medida de algunos parámetros fisicoquímicos los cuales serán descritos a continuación.

2.3.3.1 Potencial iónico

Los iones en solución atraen las moléculas de agua hacia ellos. El número de moléculas de agua que son atraídas dependen del tamaño del ión. Sin embargo, el grado de hidratación del ión no solo depende de su tamaño, sino también es un reflejo de la intensidad de carga sobre su superficie. De aquí surge el concepto de potencial iónico, el cual es una manera de definir el comportamiento de un determinado ión en solución. Este parámetro viene expresado mediante la división de la carga entre su radio iónico, y es una medida de la densidad de carga del ión. La misma puede variar desde 0,60 para el Cs^+ hasta 45 para el hipotético ión N^{5+} .

El potencial iónico es muy útil para entender el comportamiento de los cationes en el contexto sedimentario. Cationes con bajo potencial iónico como el Na^+ son típicamente solubles (figura 3) y entran en los sólidos sólo en condiciones de baja temperaturas, ya que ellos son fácilmente hidrolizables. Por otro lado cationes con alto potencial iónico como el S^{+6} son capaces de establecer un fuerte enlace con el O^{2-} , dando como producto un oxocomplejo como el SO^{2-} (sulfato), el cual es soluble debido a que la repulsión que presentan los cationes S^{6+} dentro del complejo formado es tal, que no permite agregarse en un sólido estable.

Por último, los cationes con un potencial iónico intermedio tal como el Al^{3+} poseen suficiente densidad de carga para establecer un fuerte enlace con el O^{2-} , pero su densidad de carga no es tan alta para que exista repulsión entre los cationes de cada molécula, lo que le permite agregarse y precipitar como óxidos e hidróxidos, es decir, el comportamiento de estos cationes tenderán a ser insolubles (Mason y Moore, 1982; Railsback, 2006).

será estable bajo ciertas condiciones de sedimentación. El pH es una medida de la acidez o de la alcalinidad de una solución, la cual está definida bajo la siguiente expresión:

$$\text{pH} = -\log a\text{H}^+$$

Donde a , representa la actividad de dicho ión. En algunas circunstancias se aproxima la actividad a la concentración, debido a que medir la relación existente entre ellos (coeficiente de actividad) no es sencillo en ciertos casos. Por lo que se estipula que la concentración del ión hidronio en agua pura a 25°C es de 10^{-7} mol/L. Si esta concentración se hace mayor con respecto al agua pura a la misma temperatura, la solución se torna ácida, mientras que si disminuye, la solución se torna alcalina. Por lo tanto, basados en la expresión el punto neutral del pH es 7, con base en ello la escala de pH está contemplada desde cero hasta catorce (0-14) (Mason y Moore, 1982; Railsback, 2006).

El pH de la gran mayoría de las aguas terrestres es controlado por el sistema buffer $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Donde una solución saturada de CO_2 a una presión parcial de 0,0003 atm en la superficie, posee un pH de aproximadamente 5,7; mientras que para una solución de calcita con saturación de aire, el pH es cercano a 8,4. En general, la movilidad de la especies está influenciadas por este parámetro; uno de los grandes ejemplos lo constituye el hierro, el cual a pH bajo (pH = 6) su concentración puede llegar a ser 10^5 veces mayor que a pH básico (pH = 8,5). Ello debido al aumento de concentración de iones oxidrilos (OH^-) los cuales forma un compuesto estable con la fase de hierro III inhibiendo su solubilidad (Mason y Moore, 1982).

De la misma manera, este parámetro juega un papel importante en la movilidad de los elementos mayoritarios tales como aluminio y silicio. Para ilustrar ello se grafica la solubilidad (en milimoles por litros) del hidróxido de aluminio y del óxido de silicio respecto al pH (figura 4). A pH menores de 4 el hidróxido de aluminio es altamente soluble, mientras que el silicio toma un comportamiento contrario y tiende a ser constante. A tales valores de pH el aluminio es removido del sistema, mientras que la sílice permanece en el material parental. Por otro lado, en

el intervalo de pH de 5 a 8 la solubilidad de la sílice se mantiene constante, siendo mayor que la del aluminio el cual es prácticamente insoluble. Bajo estas condiciones el sílice puede ser removido dejando el aluminio constante en el sistema, este comportamiento ha sido inferido en la formación de las lateritas y bauxitas (Mason y Moore, 1982).

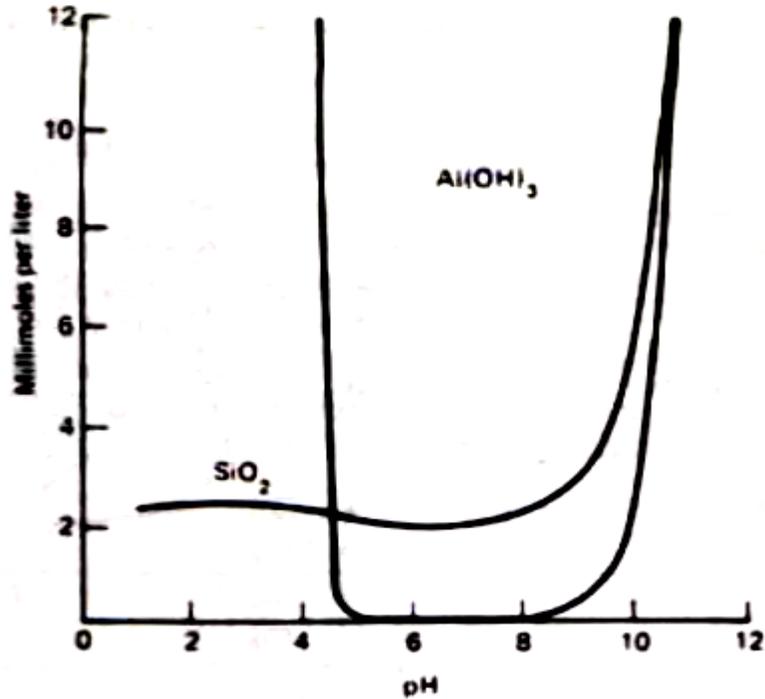


Figura 4. Solubilidad de la sílice amorfa y el hidróxido de aluminio como función del pH a 25°C (tomado de Mason y Moore, 1982).

Por otro lado la estabilidad de un elemento en un particular (estado de oxidación) depende de la energía necesaria para añadir o remover un electrón del mismo. La medida cuantitativa de este parámetro es denominado “potencial de óxido-reducción” o Eh, es decir es una medida del potencial eléctrico que es comúnmente expresado en voltios (V). En el ambiente natural el intervalo de valores para este parámetro se encuentra entre los valores -0,6 y +0,9 V.

El potencial de oxidación varía con la variación de la concentración de las sustancias que reaccionan. Esta variación es especialmente importante en las reacciones que involucren iones hidronio o iones oxidrilos, debido a que la mayor parte de ellas tiene lugar en medio acuoso, por lo tanto variaciones en el pH produce grandes cambios en el potencial de oxidación es por ello que estos dos parámetros no suelen aislarse, sino de lo contrario evaluarse en conjunto.

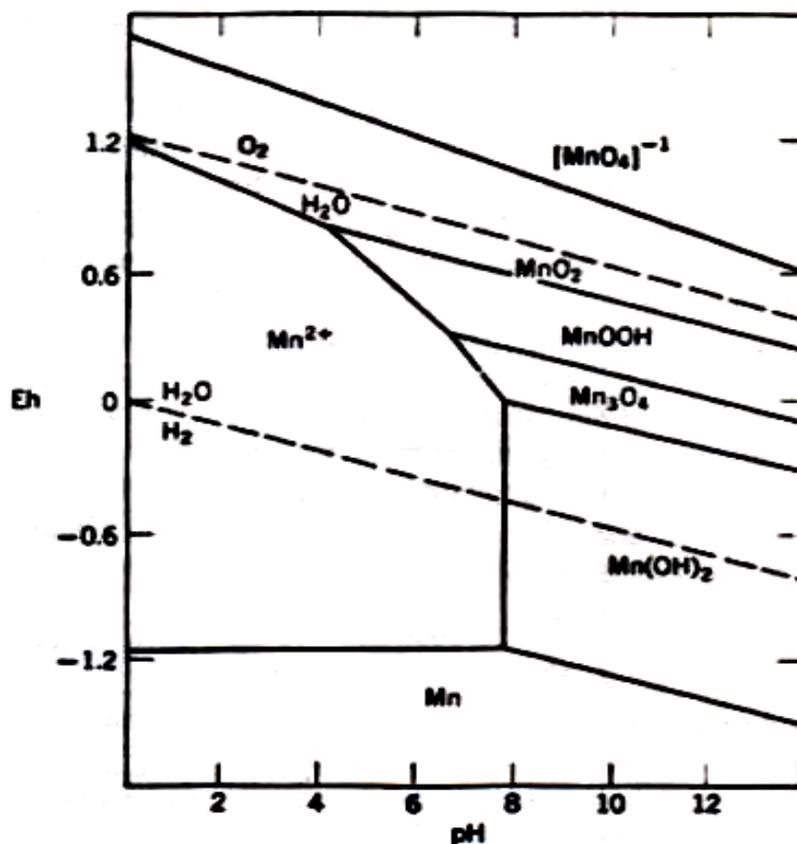


Figura 5. Diagrama de Eh-pH para el sistema Mn- H₂O. La líneas punteadas representan la reacción de descomposición del agua (tomado de Mason y Moore, 1982).

Un ejemplo de ello lo constituye el sistema Mn-H₂O (figura 5). El diagrama muestra claramente porque el manganeso no puede ser hallado como metal nativo. Bajo condiciones reductoras y ácidas en ambientes naturales se presenta como ión Mn²⁺, mientras que cuando el

pH excede el valor de 8, este precipita bajo la forma de $Mn(OH)_2$. Así mismo existen diferentes campos de estabilidad (figura 5) a medida que los dos parámetros varíen. Teniendo en cuenta que los intervalos de estos parámetros en los ambientes naturales (figura 6) limitan las especies que pueden ser halladas en la naturaleza. Por ende, son de vital importancia a la hora de evaluar una determinada especie química en el ambiente de meteorización y no pueden ser aislados uno del otro (Mason y Moore, 1982; Railsback, 2006).

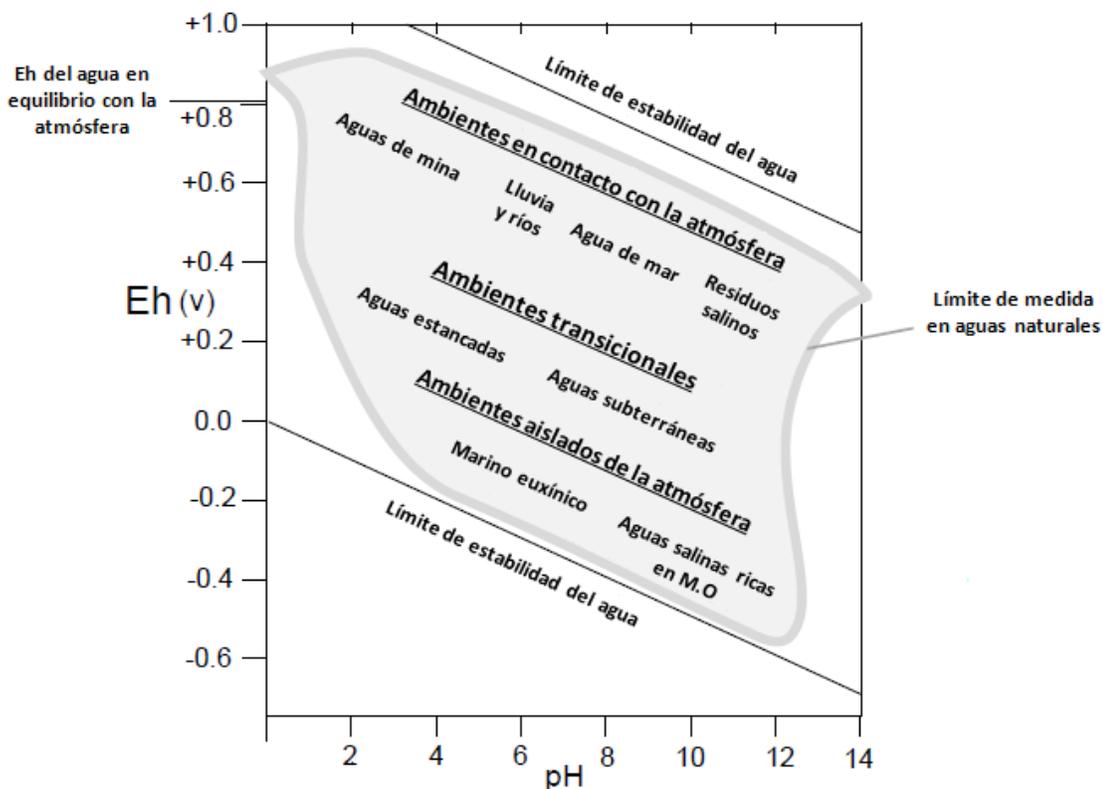


Figura 6. Rangos de pH y Eh para los ambientes naturales (tomado de Railsback, 2006).

2.4 Isótopos estables

Los isótopos son átomos que poseen el mismo número de protones (Z) pero diferente número de neutrones. El término isótopos es derivado del griego ἴσος *isos* “igual, mismo”; τόπος *tópos* “lugar”, e indica que ellos ocupan el mismo espacio en la tabla periódica. Este término fue utilizado por primera vez por Frederick Soddy en 1914 para intentar explicar por qué algunos átomos de un mismo elemento poseían masas mayores que otros. Esta teoría no fue confirmada

sino hasta el año 1934 donde Harold C. Urey descubrió el isótopo de deuterio (^2H) (Otonello, 1997; McSween *et al.*, 2003; Hoefs, 2009).

Los isótopos pueden ser divididos fundamentalmente en dos tipos, estables e inestables (radioactivos). El número de isótopos estables es alrededor de 300, mientras que por encima de 1200 isótopos inestables han sido descubiertos hasta ahora. El término estable es relativo, ya que depende del límite de detección del decaimiento radioactivo. La estabilidad de los núcleos está basada en dos importantes reglas: la denominada regla de simetría, la cual establece que para un núcleo estable el número de protones y neutrones deben ser aproximadamente iguales; y la relación neutrones sobre protones (N/Z) debe aproximarse a la unidad. En los átomos con un número de protones o neutrones mayor a 20 la relación N/Z es mayor que la unidad siendo el valor máximo 1,5 para el núcleo estable más pesado. Y la segunda denominada regla de Oddo-Harkin, la cual establece que los núcleos con número atómico par son más abundantes con respecto a los impares (Hoefs, 2009).

Basados en la configuración electrónica de los isótopos es posible inferir que los mismos poseen las mismas propiedades químicas, pero diferentes propiedades físicas debido a su diferencia de masa. Sin embargo, si el comportamiento de los isótopos de cualquier elemento químico es analizado con detalle, pequeñas diferencias fisicoquímicas pueden existir, trayendo como consecuencia un fraccionamiento isotópico evidenciado por variaciones en las relaciones isotópicas de una especie particular.

Tal fraccionamiento es muy pequeño, décimas o quizás centésimas de la unidad porcentual, lo que es de utilidad en las investigaciones en ciencias de la Tierra debido a que responden sensiblemente a esas variaciones que pueden generar tal fraccionamiento isotópico, indicando así procesos específicos (Allègre, 2008).

Acorde a lo anteriormente mencionado, las interpretaciones basadas en estudios isotópicos dependen de los procesos cinéticos, en equilibrio y físicos para separar (fraccionar) los isótopos ligeros de los pesados. Para entender el mecanismo involucrado se mide la abundancia

relativa de los isótopos ligeros y pesados en materiales naturales, para interpretar los procesos y ambientes a los que han sido sometidos (McSween *et al.*, 2003). La notación más utilizada para denotar relaciones isotópicas es la unidad “ δ ”, la cual viene expresada de la siguiente manera:

$$\delta_{\text{muestra}} = \left(\frac{\text{relación isotópica de la muestra} - \text{relación isotópica del patrón}}{\text{relación isotópica del patrón}} \right) \times 10^3$$

En la relación isotópica de la muestra, siempre va expreso el isótopo de mayor masa en el numerador y el más ligero en el denominador (Ej. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$). En general, la relación isotópica es expresada en términos de “delta” (δ), el cual representa una medida relativa con respecto a un patrón (expresada en la fórmula). Esta convención fue tomada con la finalidad de realizar una escala, en la cual se puedan comparar las medidas isotópicas realizadas en distintos laboratorios a nivel mundial. Es por ello, que se han establecido diferentes patrones de acuerdo a la relación isotópica que se desee medir (tabla 3), generando la determinada escala de cada relación isotópica (Hoefs, 2009).

Un estándar para ser usado mundialmente por definición como el punto cero de la escala “delta” (δ), debe cumplir con los siguientes requerimientos:

1. Ser homogéneo en composición
2. Estas disponible en gran cantidad
3. Ser fácilmente manejable para la preparación química con respecto a la medida isotópica, y por último
4. Poseer una relación isotópica cercana a la mitad del rango natural de variación

En el caso de la medida isotópica de $\delta^{13}\text{C}$, la escala fue inicialmente planteada a partir de la relación absoluta ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) de la *Belemnitella americana* de la formación cretácica Pee Dee en South Carolina (PDB). La misma posee una relación de abundancia isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de 0.0112372. Este valor por definición es asumido como cero (0 ‰). Desafortunadamente este patrón se agotó físicamente hace algunos años, y para poder referirse a esta escala debe usarse el

material de referencia NBS-19, al cual se le asigna un valor de 1,95 ‰ (con respecto al PDB). Por otra parte, para el oxígeno la medida isotópica generalmente se expresa con respecto a la composición promedio del agua de mar (Standard Mean Ocean Water). La misma contempla una mezcla de aguas de mar, llevado a cabo de esa manera para generar un promedio isotópico de las distintas regiones geográficas (Reed, 1992; Hoefs, 2009).

Tabla 3. Estándares utilizados a nivel mundial para la medida isotópica de hidrogeno, boro, carbono, nitrógeno, oxígeno, silicio, azufre y cloro (tomada de Hoefs, 2009).

Elemento	Nomenclatura del estándar	Identificación
H	Standard Mean Ocean Water	V-SMOW
B	Boric acid (NBS)	SRM 951
C	<i>Belemnite</i> americana de la formación cretácica Pee Dee en South Carolina	V-PDB (NBS19)
N	Air nitrogen	N2 (atm.)
O	Standard Mean Ocean Water	V-SMOW
Si	Quartz sand	NBS-28
S	Troilite (FeS) from the Canyon Diablo iron meteorite	V-CDT
Cl	Seawater chloride	SMOC

En la tabla 4 puede apreciarse las relaciones isotópicas (δ) de los patrones más comunes, utilizados en las medidas isotópicas de los elementos carbono y oxígeno. Para el carbono, las medidas están referidas al valor 1,95 ‰, mientras que los valores para el oxígeno son obtenidos mediante la conversión del estándar V-PDB al *Standard Mean Ocean Water* (V-SMOW), de acuerdo a la siguiente ecuación (Groot, 2009; Reed, 1992):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}} = 1,03092 \delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}} + 30,92$$

Los isótopos de H, N, C, O y S comparten una serie de características que los hace apropiados para estudios geocientíficos:

- Poseen bajo número atómico. Núcleos con $Z > 16$ no son fraccionados eficientemente en la naturaleza.
- La diferencia relativa en masa entre los isótopos pesados y livianos de cada uno de estos núcleos es bastante alta.
- Estos elementos son abundantes en la naturaleza y constituyen la mayor proporción de los materiales comunes en la Tierra. El oxígeno en particular representa el 47% de la corteza en peso.
- Carbono, nitrógeno y el azufre existen en más de un estado de oxidación, por lo tanto participan en procesos con un amplio intervalo de condiciones redox.
- Cada uno de estos elementos forman enlaces con sus átomos vecinos que pueden estar en un intervalo desde iónicos hasta altamente covalentes. El fraccionamiento de los isótopos es mayor entre fases que posean diferentes tipos de enlaces o fuerzas de enlace.
- Para cada uno de los cinco elementos, la abundancia de los isótopos menos comunes va desde unas décimas de la unidad porcentual a un pequeño porcentaje del isótopo más común, lo que se transforma en resultados analíticos más precisos.
- Todos son elementos biogénicos, por lo que pueden ser fraccionados por los procesos biológicos.

Las características señaladas hacen del estudio isotópico de estos elementos una herramienta muy útil dentro de la geoquímica sedimentaria (McSween *et al.*, 2003).

Tabla 4. Valores (δ) isotópico de los materiales de referencia más comunes utilizados para medir la relación isotópica de carbono y oxígeno (tomado de Reed, 1992).

Material de Referencia	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$
NBS18	$5,04 \pm 0,06$	$23,05 \pm 0,19$	$7,16 \pm 0,19$
NBS19	1,95	-2,20	28,65
NBS28	-----	-----	$9,58 \pm 0,10$
LSVEC	$-46,7 \pm 0,3$	-----	-----

2.4.1 Fraccionamiento isotópico

El término fraccionamiento isotópico de manera formal puede definirse, como la distribución de isótopos entre dos fases de la misma sustancia con diferente relación isotópica. Los principales fenómenos que producen el fraccionamiento isotópico son: reacciones de intercambio isotópico (distribución isotópica en equilibrio), procesos cinéticos que dependen de la velocidad de reacción de las moléculas isotópicas y procesos físicos donde la masa de los isótopos es el factor fundamental.

El intercambio isotópico incluye diferentes procesos con diferentes mecanismos fisicoquímicos. Este término es usado para todas las situaciones, en las que no hay una reacción neta, pero en la cual la distribución isotópica cambia entre diferentes sustancias químicas, entre diferentes fases o entre diferentes moléculas. Este tipo de fraccionamiento se trata similar a los equilibrios químicos, en los que existe una constante de fraccionamiento que depende de la temperatura. En el caso de los efectos cinéticos, estos son asociados a procesos incompletos y unidireccionados como, procesos biológicos y reacciones de disociación. Y por último el efecto físico, donde la masa de los diferentes isótopos es fundamental como los procesos de evaporación y difusión (Zachary, 2007; Hoefs, 2009).

2.4.2 Evaporación-condensación

Este proceso es uno de los más conocidos e importantes en el ámbito de las geociencias. Debido a que las diferencias en la presión de vapor de los compuestos isotópicos conduce a un fraccionamiento que depende principalmente de la temperatura y a su vez de la salinidad. Tal diferenciación se aprecia en la figura 7, en la cual se observa la diferencia en la composición isotópica de la fase de vapor con respecto a la fase condensada. La fase de vapor tenderá a enriquecerse en el isótopo más liviano debido a que la energía necesaria para pasar a la fase de vapor, es menor como consecuencia de su menor masa molecular.

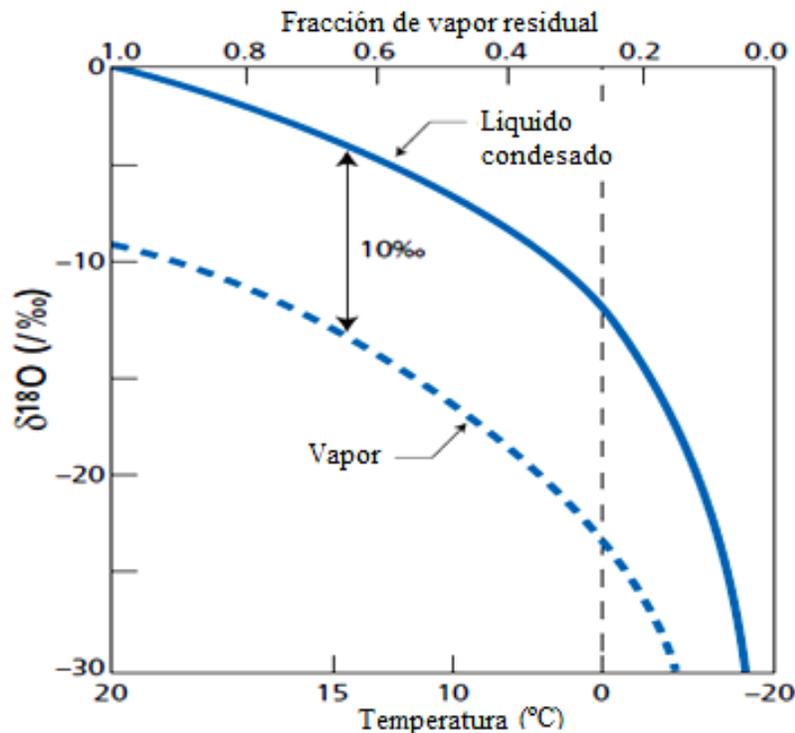


Figura 7. Fraccionamiento del $\delta^{18}\text{O}$ en el proceso de evaporación-condensación (tomado de Allègre, 2008)

Un ejemplo de ello ocurre en el proceso de evaporación y condensación a partir de los océanos, en el cual las nubes se ven enriquecidas en el isótopo más liviano, es decir, la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ disminuye. Tomando como referencia una nube formada en el Ecuador, a medida que se desplaza hacia latitudes superiores se enriquece en el isótopo de menor masa (^{16}O), debido a que las primeras precipitaciones a lo largo del desplazamiento de la misma serán enriquecidas en el pesado (^{18}O) por lo tanto la relación isotópica de dicha nube disminuirá a valores cada vez más negativos (figura 8).

Tal fraccionamiento isotópico depende de la salinidad, con base en la mayor o menor precipitación que se traduce en entrada de agua con una relación isotópica diferente; tal efecto puede apreciarse en la figura 9. Sobre la base de mediciones en sistemas reales se observa que la salinidad y la relación isotópica de oxígeno poseen una relación lineal: a mayor salinidad mayor será la presencia del isótopo pesado (relación positiva) (Hoefs, 2009; Allègre, 2008).

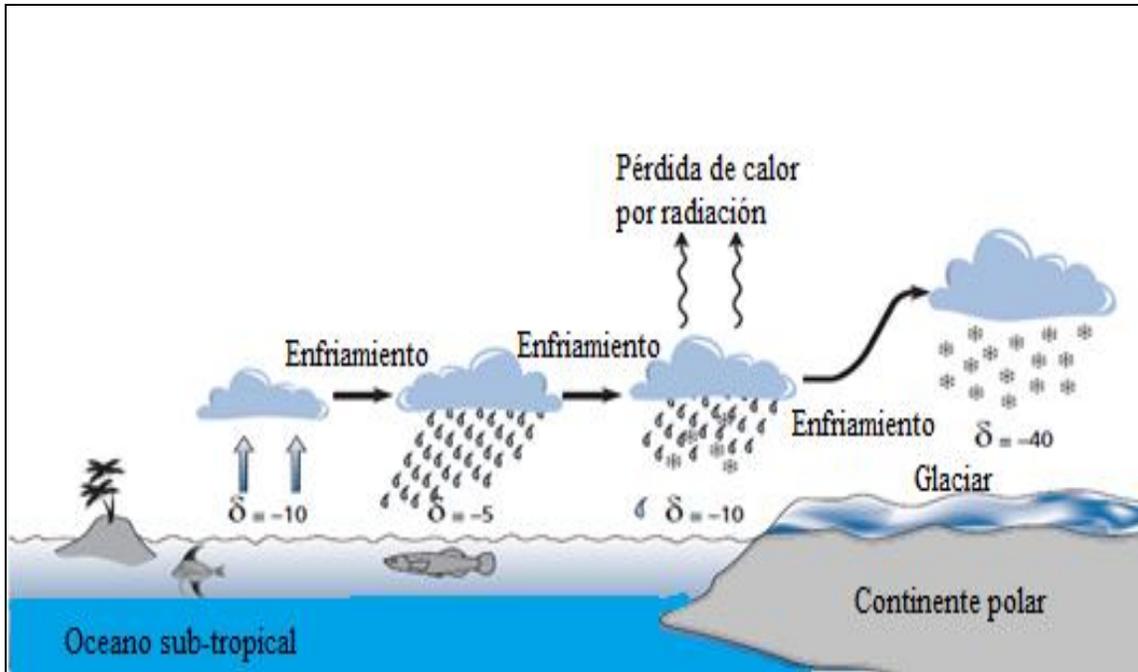


Figura 8. Fraccionamiento del $\delta^{18}\text{O}$ a medida que las nubes se desplazan desde el ecuador hacia latitudes superiores (tomado de Allègre, 2008).

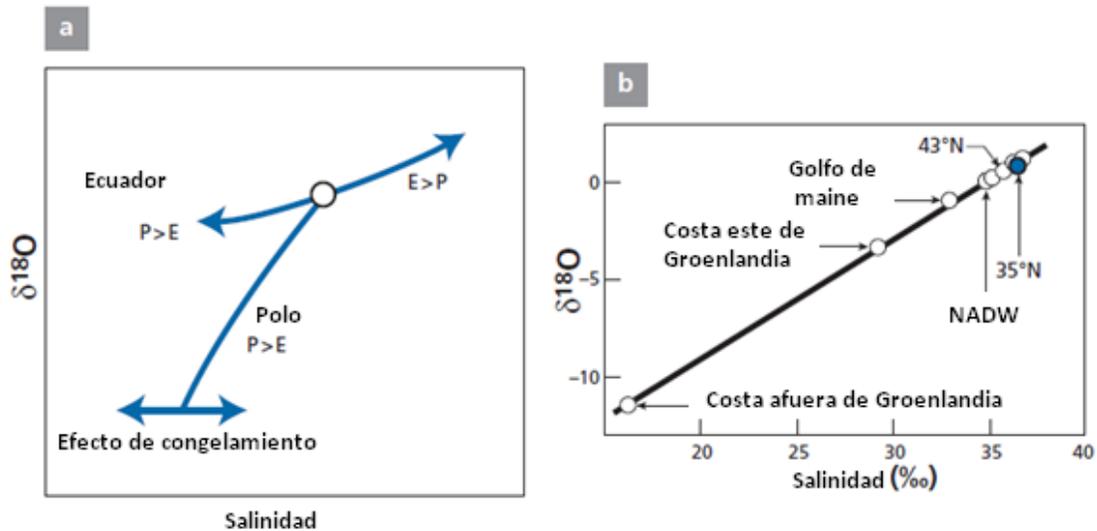


Figura 9. Relación entre el $\delta^{18}\text{O}$ y la salinidad. (a) Relación teórica (P: precipitación; E: evaporación) y (b) Varias medidas en el Atlántico Norte (NADW: North Atlantic Deep Water) (tomado de Allègre, 2008).

Tales procesos han proporcionado en el ámbito geocientífico grandes herramientas para dilucidar los cambios climáticos que ha sufrido la superficie de la Tierra a lo largo del tiempo geológico, basado en la relación isotópica del oxígeno medida en los carbonatos. Entre los trabajos más resaltantes se encuentran los de Woodruff y Douglas, 1981; Miller, 1991; Mashiotta *et al.*, 1999; Zachos *et al.*, 2001-a; Zachos *et al.*, 2001-b; Westerhold *et al.*, 2005; Pekar y DeConto, 2005; Francis *et al.*, 2009; Wilson *et al.*, 2009; Kazt *et al.*, 2010; Xianghui *et al.*, 2013.

2.4.3 Efectos biológicos

La mayoría de las reacciones bioquímicas involucran fraccionamiento isotópico, muchas de las cuales representan relevante importancia para estudios en amplias ramas de las geociencias. Los principales procesos biológicos de fraccionamiento isotópico involucran el fraccionamiento del isótopo de carbono, mediante la fotosíntesis y el fraccionamiento del isótopo de azufre, mediante las bacterias sulfato-reductoras.

En el primer proceso el CO₂ es fijado en la materia orgánica, lo que conlleva al fraccionamiento isotópico del carbono que es incorporado en la misma. Debido a que la energía necesaria para su fijación es menor, el carbono fijado será enriquecido en el isótopo más liviano (¹²C). Los valores del δ¹³C para el CO₂ atmosférico están alrededor de -8‰, para sedimentos carbonáticos oscilan de +5 a -5‰. Sin embargo, los valores de relación isotópica para las plantas es la más baja por lo antes mencionado y se encuentra en el rango de -15 a -35‰. Con respecto al fraccionamiento isotópico del azufre, las bacterias sulfato reductoras preferentemente atacan el enlace de los isótopos más livianos enriqueciendo el producto (H₂S) en este isótopo de menor masa molecular (Allègre, 2008).

2.4.4 Paleoclimatología

El oxígeno es el elemento químico más abundante en la Tierra, no solo en los océanos sino también en los silicatos. Este elemento posee mayoritariamente tres isótopos (¹⁶O, ¹⁷O y ¹⁸O). Debido a su abundancia la mayoría de las investigaciones se realiza con base en la relación

isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Es claro que tal relación varía en el entorno natural dependiendo de los procesos que hayan dado origen a los materiales que se estudien (figura 10).

Esta relación isotópica es una herramienta de gran importancia en estudios paleoclimáticos y quimioestratigráficos. La composición isotópica medida a partir de las conchas calcáreas de los fósiles (foraminíferos, moluscos entre otros) refleja la composición isotópica del agua de mar en el cual el organismo vivió ($\delta_{\text{H}_2\text{O}}$). Esta composición isotópica es función: del volumen global de hielo, del aporte de agua de los ríos (local y regional) y de los patrones de evaporación/precipitación en los arrecifes y superficie de agua; especialmente hacia altas latitudes.

De acuerdo a lo anterior esta relación isotópica es una herramienta central que ha sido ampliamente usada como paleotermómetro (Zachos *et al.*, 2001-b; Allègre, 2008; Wilson *et al.*, 2009; Huber *et al.*, 2011), indicador de volumen de hielo (Miller, 1991; Mashiotta *et al.*, 1999; Pekar *et al.*, 2005; Ohta *et al.*, 2003) e indicador de cambios en el nivel del mar (Cramer *et al.*, 2009; Katz *et al.*, 2010).

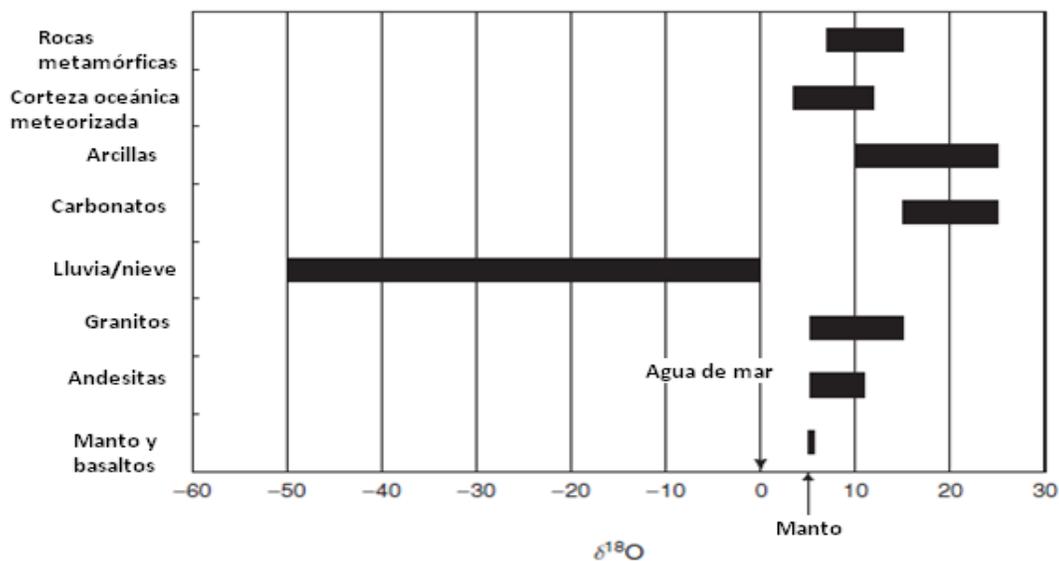


Figura 10. Distribución del $\delta^{18}\text{O}$ en rocas y aguas naturales comparado con el *Standard Mean Oceanic Water* (SMOW) (tomado de Albarède, 2009).

La paleotermometría en carbonato es asumida de acuerdo a la medición de la relación isotópica sobre conchas de organismos calcáreos, tales como foraminíferos planctónicos y bentónicos. Ya que ellos son uno de los organismos más resistentes a cambios diagenéticos (Katz *et al.*, 2010). Basado en ello se ha desarrollado una fórmula empírica que relaciona la medida isotópica en los foraminíferos con la temperatura de acuerdo a la siguiente expresión:

$$T\text{ }^{\circ}\text{C} = 16,5 - 4,3 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}} - \delta_{\text{H}_2\text{O}}) + 0,14 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}} - \delta_{\text{H}_2\text{O}})^2$$

Donde $\delta_{\text{H}_2\text{O}}$ es la relación isotópica de oxígeno para el agua en el cual el organismo vivió y $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ es la relación isotópica medida en la concha del fósil. Cambios en los valores del término $\delta_{\text{H}_2\text{O}}$, causan cambios en los valores de la medida isotópica de $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$, mientras que la relación de este último término con la temperatura está denotado de la siguiente manera por cada 1°C de aumento de la temperatura, existe un descenso de aproximadamente ‰ en la medida de $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$. Esta relación permite interpretar los valores isotópicos medidos en la calcita para organismos como los foraminíferos. Por otro lado también existe una aproximación a tal ecuación mencionada:

$$T\text{ }^{\circ}\text{C} = 16,5 - 4,3 \delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$$

De acuerdo con ello la distribución de la relación isotópica medido en las conchas de los organismos pueden reflejar descensos o aumentos en las temperaturas en el pasado (figura 11), marcando así periodos glaciares e interglaciares (Allègre, 2008).

Mientras que las relaciones isotópicas de oxígeno mencionadas anteriormente proporcionan información de la temperatura, la medida de $\delta^{13}\text{C}$ (medida al mismo tiempo que se realiza la medida de relaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ en el espectrómetro de masas) es función del carbono inorgánico disuelto (CID).

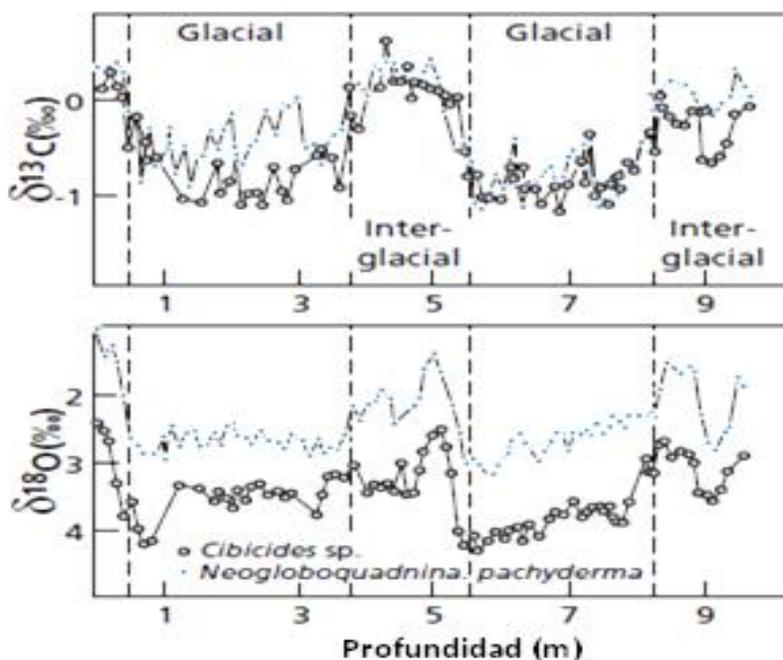


Figura 11. Comparación de las fluctuaciones de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en foraminíferos planctónicos (círculos azules) y bentónicos (círculos blancos) del océano antártico (tomado de Allègre, 2008).

Como consecuencia de ello, los valores de la relación isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ dependen principalmente de la producción primaria (fotosíntesis) de la zona que se evalúe. Es por ello que esta herramienta ha sido utilizada para reconstruir las circulaciones del agua de mar en el pasado, bien sea de agua profunda (organismos bentónicos) y de la superficie del agua (organismos planctónicos). Por ejemplo, los valores de las aguas profundas modernas varían de aproximadamente 1‰ en el Atlántico Norte a -0,5‰ en el norte del Pacífico. Estas diferencias reflejan las modificaciones en patrones de circulación de agua profunda y de la productividad primaria en la superficie (relacionada con el enriquecimiento de ^{12}C) (Katz *et al.*, 2010).

Los intervalos de valores de esta relación isotópica para diferentes compuestos de carbono se presentan en la figura 12, donde se aprecia valores muy negativos para la materia orgánica (enriquecimiento en el isótopo ligero), mientras que para los carbonatos marinos esta relación isotópica tiende a cero (Hoefs, 2009).

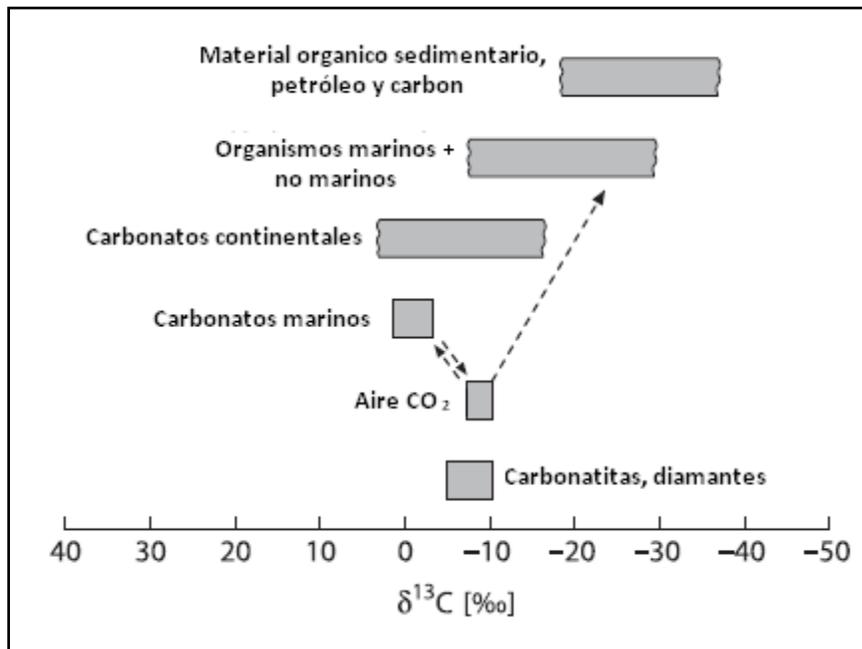


Figura 12. Distribución isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ en algunos compuestos importantes de carbono (tomado de Hoefs, 2009).

2.5 Quimioestratigrafía como herramienta y sus aplicaciones

La Quimioestratigrafía o de otra manera llamada estratigrafía química involucra la caracterización de una determinada secuencia sedimentaria con base en propiedades y atributos químicos. Esta rama de la Estratigrafía estudia las variaciones en los componentes químicos de una roca, con el fin de determinar intervalos en las secuencias que sean diferentes de los supra e infrayacentes, los cuales responden sensiblemente a cambios en los ambientes de sedimentación, haciendo de ella una importante herramienta en los estudios y análisis de cuencas sedimentarias (Renard, 1985; Pearce *et al.*, 1999; Halverson *et al.*, 2010).

Los elementos químicos en el contexto geológico se distribuyen de acuerdo al tipo de roca que se estudie, tal distribución es reflejo de la mineralogía presente en ella. Por lo tanto, esta herramienta depende en gran medida de las descripciones mineralógicas y caracterizaciones

litoestratigráficas para comprender en cierta medida las propiedades químicas detectadas en ella (Pearce *et al.*, 1999).

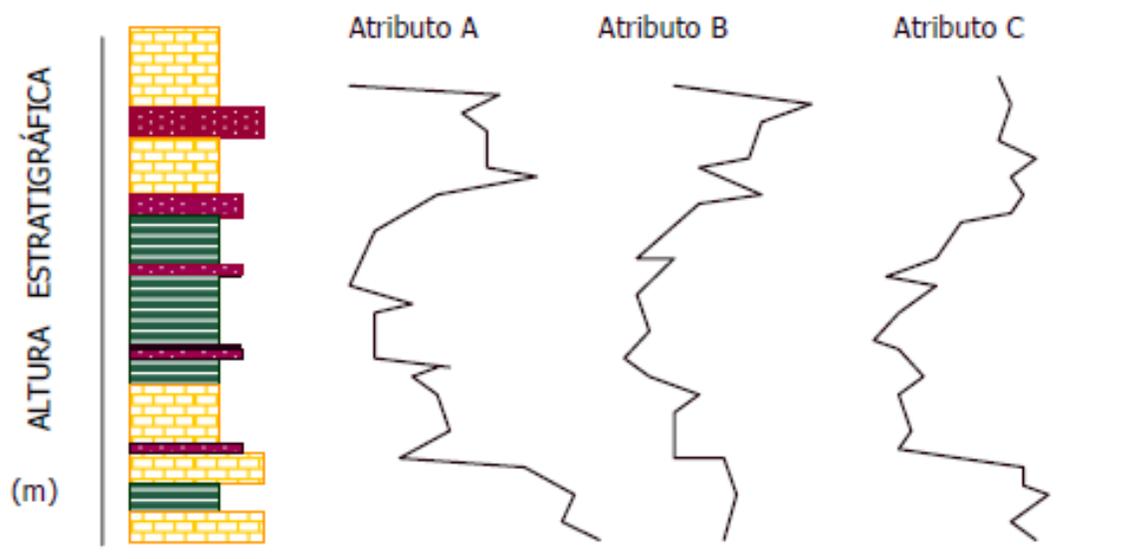


Figura 13. Perfiles quimioestratigráficos (tomado de Salas, 2006)

La Quimioestratigrafía utiliza los llamados perfiles quimioestratigráficos, los cuales muestran la distribución de cada atributo químico a lo largo de la secuencia estudiada (figura 13). Es importante destacar que esta distribución depende exclusivamente de la litología por lo que generalmente se suele representar acompañada de la columna estratigráfica la cual se quiera caracterizar. Los atributos químicos utilizados para el uso de esta herramienta no son sólo restringidos a elementos químicos, puede utilizarse igualmente relaciones elementales, isotópicas, e incluso relaciones matemáticas o factores estadísticos; son ejemplos las relaciones Th/Sc y V/V+Ni.

Con base en las distribuciones de los atributos químicos se establecen facies distintivas y resaltantes en la cuales la variación del comportamiento elemental es mínima e indican determinados procesos. En este caso, estos paquetes de roca cuyo comportamiento químico está

marcado por un proceso diferenciable de las zonas adyacentes se les denominan quimiofacies. Este término ha sido utilizado por algunos autores como Reategui *et al.*, 2004 y Montero *et al.*, 2010 para caracterizar secuencias sedimentarias. Estas quimiofacies son análogas a las definidas por las demás ramas de la Estratigrafía (litofacies, biofacies). A partir de ellas es posible utilizar una de las aplicaciones más resaltantes de la quimioestratigrafía, correlacionar secuencias sedimentarias en diferentes secciones estratigráficas (Pearce *et al.*, 1999; Dayon *et al.*, 1999; Holmden *et al.*, 2006).

2.5.1 Aplicaciones de la quimioestratigrafía

La quimioestratigrafía como herramienta en el estudio de las cuencas sedimentarias posee amplia aplicabilidad, desde correlaciones laterales de diferentes secciones estratigráficas, determinación de la procedencia de los sedimentos, establecimiento de las condiciones redox, condiciones paleoclimáticas hasta la determinación de las condiciones de salinidad bajo las cuales fue sedimentada una determinada secuencia sedimentaria.

2.5.1.1 Correlaciones de secuencias laterales

Esta es una de las aplicaciones más llamativas de esta herramienta, teniendo en cuenta que generalmente se utiliza en conjunto con las demás ramas de la Estratigrafía. Se basa en establecer las quimiofacies representativas de una determinada secuencia, las cuales posteriormente son comparadas con las obtenidas en las demás secuencias estudiadas con el fin de obtener coincidencias a determinadas alturas estratigráficas. Las quimiofacies establecidas pueden estar basadas en cualquier atributo químico determinado. Pearce *et al.*, 1999 correlacionaron dos secuencias sedimentarias de grano fino (mudstone y lutitas) en las líneas de costa al oeste del Reino Unido, basados en las distribuciones de los elementos mayoritarios, traza y algunas relaciones tales como Cr/Zr, Cr/Sc, Zr/La, Sc/Zr, Zn/Sc, TiO₂/K₂O, TiO₂/Zr, Fe₂O₃/MgO, Na₂O/TiO₂ siendo uno de los primeros trabajos en los cuales resaltan tal aplicación con éxito.

Así mismo, Dayong *et al.*, 1999, pudieron correlacionar detalladamente dos secuencias carbonáticas en el sur de China basados en las concentraciones de Ba y Sr y la relación Ce/La y determinaron con gran detalle el límite entre el Givetiense y el Frasnense, haciendo énfasis en, que tal correlación fue de gran detalle ya que la columna evaluada constó solo de 5 metros de espesor. Por otro lado Holmden *et al.*, 2006 estudiaron la relación isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ en carbonatos de tres secuencias al oeste de Canadá, logrando establecer la correlación quimioestratigráfica de las tres secciones, las cuales se encuentran separadas aproximadamente por 500 kilómetros de longitud entre cada sección, indicando que la distancia estratigráfica no es dificultad para el uso de esta aplicación, teniendo la seguridad de que fueron sedimentadas en la misma cueca.

2.5.1.2 Determinación de la procedencia de los sedimentos y configuración tectónica

Esta aplicación ha sido ampliamente utilizada en el ámbito estratigráfico para discernir o aclarar las distintas fuentes de sedimentos que pudieron dar origen a una secuencia sedimentaria determinada, así como también el marco tectónico donde fueron depositados tales sedimentos. El uso de esta aplicación está restringido a los elementos que posean un comportamiento inmóvil frente a los procesos secundarios que pueden sufrir las rocas sedimentarias (meteorización, lixiviación, diagénesis), generalmente los elementos de las tierras raras son los idóneos para tales fines, así como también los elementos Cr, Sc, Ta, Nb, Th, Zr y Hf (Fralick y Kronberg, 1997).

La base de esta aplicación estriba en las diferencias contrastantes en las composiciones de las rocas máficas con respecto a las félsicas. Por ende, utilizar relaciones entre elementos con comportamiento contrario como por ejemplo Th/Sc y la relación Zr/Sc, permite discernir la posible fuente de los sedimentos. En tales relaciones los elementos situados en el numerador son incompatible y se concentran en las últimas fases de cristalización magmática; mientras que el escandio es considerado un elemento compatible con la fase sólida (Do Campo y Guevara, 2005).

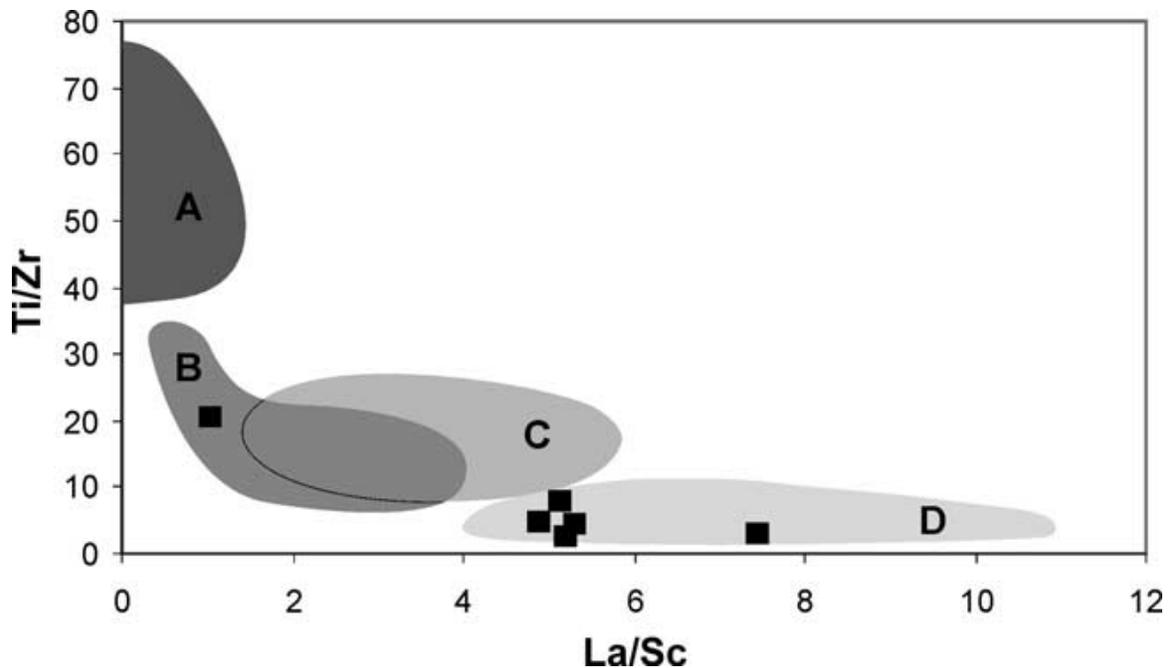


Figura 14. Diagrama discriminante de Ti/Zr vs La/Sc. (A) arcs de isla oceánicos, (B) arcs de isla continental, (C) márgenes de arcs continentales y (D) margen pasivo (tomado de Do Campo y Guevara, 2005).

Do Campo y Guevara, 2005 utilizaron las relaciones mencionadas anteriormente (Th/Sc, Zr/Sc, La/Sc) y los elementos de tierras raras, para determinar la procedencia de los sedimentos y la configuración tectónica (figura 14) de los sedimentos en una secuencia metasedimentaria del Neoproterozoico al noroeste de Argentina. Donde establecieron que la fuente de los sedimentos fue félsica, debido a los altos valores de las relaciones mencionadas. Y con base en la distribución de los elementos de tierras raras proponen un margen pasivo.

En el ámbito nacional se han desarrollado algunos trabajos, los cuales resaltan esta aplicación. Reategui *et al.* en el 2004 estudiaron mediante argumentos quimioestratigráficos la Formación Mirador, con el objetivo principal de determinar la procedencia de sedimentos y la configuración tectónica. Ellos establecieron de acuerdo a gráficos similares a la figura 13, que la posible fuente de sedimento fue de tipo félsica y también metamórfica reciclada. También

lograron proponer un margen pasivo como configuración tectónica para la formación de esta secuencia sedimentaria.

Así mismo, Ávila *et al.*, 2007 analizaron los elementos Fe, Mg, Mn, Na, K, Si, Al, Ti y V, así como también la concentración del carbono orgánico total y el azufre total pertenecientes a muestras de la Formación Socorro. Mediante un diagrama de discriminación de K_2O/Na_2O vs SiO_2 logran proponer como configuración tectónica un margen continental activo, asociados a una fuente mixta adyacente a la cuenca, donde la Cordillera Andina y la Península de Paraguaná se constituyen como las principales fuentes de sedimentos. En este sentido, el establecimiento de la procedencia de sedimentos ha sido aplicada por diversos autores sucesivamente entre los cuales pueden ser mencionados los trabajos de Méndez *et al.*, 2006; Valencia, 2007; Villaroel, 2007; Rey *et al.*, 2009; Nieves, 2011 y Garbán, 2010 aplicando principios similares a los explicados anteriormente.

2.5.1.3 Establecimiento de las condiciones redox

Esta aplicación se basa principalmente en la movilidad de ciertos elementos los cuales dependen de la fugacidad de oxígeno para comportarse de una u otra manera, esto reflejado por elementos que varían su estado de oxidación en función de la fugacidad de oxígeno, y elementos que no varían su estado de oxidación pero se asocian a la fase de sulfuros (elementos calcófilos) Con base en ello, el enriquecimiento de ciertos elementos con respecto a otros de acuerdo a su movilidad en una determinada columna estratigráfica (figura 16), pueden indicar condiciones redox del ambiente de sedimentación.

Morford y Emerson en 1999, analizaron algunos elementos calcófilos tales como V, Mo, U, Re y Cd en sedimentos provenientes del margen de África, el margen de Estados Unidos y el mar Arábico, con la finalidad de caracterizar el comportamiento de tales metales bajo diferentes condiciones redox, ellos utilizaron estos elementos comparándolos con un elemento inmóvil como lo es el aluminio, por ende realizaron perfiles de distribuciones de atributos normalizados

(V/Al, Mo/Al, U/Al, Re/Al y Cd/Al), que les permitieron establecer que cuando el oxígeno penetra menos de 1 centímetro la capa de sedimentos, los elementos más enriquecidos son U, Re y Cd, de esta manera pudieron determinar la dependencia del oxígeno disuelto en la interfase sedimento-agua, para el enriquecimiento o no, de tales metales.

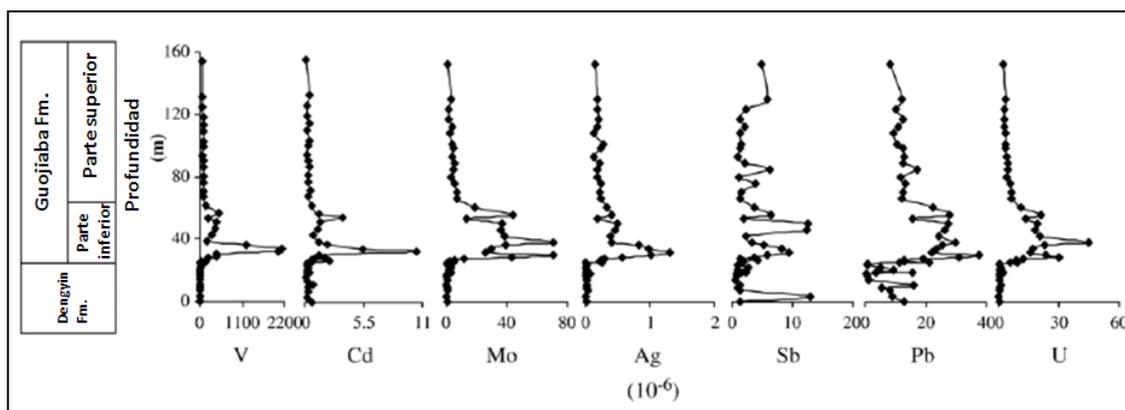


Figura 15. Distribución estratigráfica de la concentración (ppm) de elementos traza en rocas de la sección Shatan, Provincia Sichuan, al sur de China (tomado de Guo *et al.*, 2007).

Así mismo Rimmer en el 2004, estudió las lutitas negras de la cuenca central de los Apalaches en Estados Unidos, en los cuales analizó algunos elementos redox-sensibles (Mo, Pb, Zn, V, Ni, Cu, Cr, Co) logrando establecer diferenciación entre los ambientes óxicos, disódicos y subódicos/anódico mediante relaciones interelementales como V/Ni, V/V+Ni y Ni/Co (figura 15). Por su parte en el ámbito nacional se han realizado ciertos trabajos que resaltan esta aplicación basándose principalmente en las relaciones mencionadas y en los diagramas utilizados por el autor antes mencionado para dividir los campos de las concentraciones de oxígeno que prevalecieron durante la sedimentación de dicha formación. Entre los autores nacionales que han abocado su trabajo a esta aplicación se pueden nombrar los siguientes Méndez *et al.*, 2007; Avila *et al.*, 2007; Valencia, 2007; Villaroel, 2007; Guerrero, 2008 y Rey *et al.*, 2009.

Por su parte un trabajo emblemático es el realizado por Garbán en el 2010, en el cual no solo utilizó los parámetros comunes nombrados anteriormente (relaciones interelementales) sino que también se apoyó en parámetros orgánicos (biomarcadores) que indican condiciones redox del ambiente de sedimentación como lo son las relaciones P/F y diasteranos/C₂₇. Así, englobando parámetros inorgánicos y orgánicos estableció que el Miembro Ftanita de la Formación La Luna fue sedimentado bajo condiciones reductoras.

2.5.1.4 Variaciones paleoclimáticas

Este tópico ya fue mencionado anteriormente (2.4.4), en el cual quedó evidenciado que los atributos por excelencia para inferir los cambios climáticos son los isótopos (¹⁸O y ¹³C). En el ámbito internacional numerosos trabajos se han desarrollado en torno a este tópico en específico donde resaltan los trabajos de Miller en 1991, quien determinó con base en la distribución de la relación isotópica de ¹⁸O/¹⁶O los denominados eventos de glaciación del Mioceno (eventos Mi); Zachos en el 2001 quien recopiló una gran cantidad de datos isotópicos medidos en las conchas de los foraminíferos bentónicos de diferentes cuencas oceánicas y planteó una curva global para el Cenozoico, haciendo énfasis que los eventos ocurridos en el Mioceno tienen relación estrecha con los ciclos de los movimientos de la Tierra con respecto al sol (ciclos de Milankovitch). Así mismo otros autores han realizado trabajos en torno a esta aplicación como paleotermómetro (Huber *et al.*, 2011); indicador de volumen de hielo (Mashiotta *et al.*, 1999; Ohta *et al.* 2003; Pekar *et al.*, 2006) e indicador de cambios en el nivel del mar (Renard, 1985; Cramer *et al.*, 2009; Katz *et al.*, 2010).

En el ámbito nacional Margotta y Ramírez en el 2004 realizaron interpretaciones geoquímicas con base en la distribución isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, la concentración de CaCO₃ y el COT de la Formación Querecual, obteniendo como resultados valores muy negativos (-9,55 y -7,34 ‰) en el $\delta^{18}\text{O}$ y valores que oscilaban entre -3,00 y +0,54 ‰, llegando a la conclusión de que tal secuencia fue depositada bajo un ambiente cálido y con un concentración mínima de oxígeno y ricas en materia orgánica.

2.6 Geología regional

La zona de estudio se encuentra posicionada en aguas de la cuenca del Golfo de Venezuela al noroeste de la Cuenca de Falcón. Esta zona ha sido producto de la interacción de la placa Caribe con la placa de Suramérica, por lo que su formación y sedimentación ha sido influenciada principalmente por la tectónica (Boesi y Goddard, 1988). Esta región ha sido dividida en función del registro sedimentario en dos provincias geológicas limitadas por el surco de Urumaco (figura 16); una provincia suroccidental dominada por una sedimentación cretácica, en la cual existe una sucesión estratigráfica hasta el reciente, mientras que la provincia nororiental la sedimentación es netamente terciaria (Ortega *et al.* 2013).

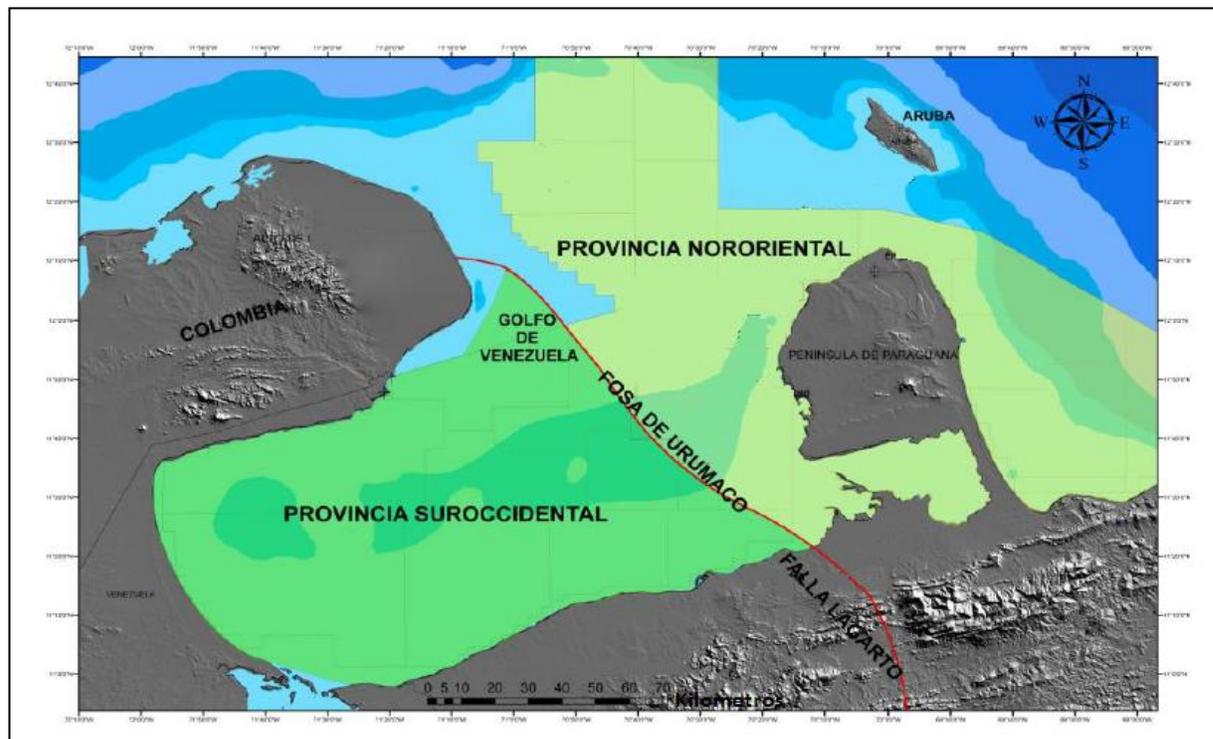


Figura 16. Provincias geológicas en la región del Golfo de Venezuela (tomado de Ortega *et al.*, 2013).

La Cuenca terciaria de Falcón abarca actualmente unos 36.000 Km², en el noroccidente venezolano, donde aflora esencialmente depósitos que cubren desde el Eoceno Tardío hasta el Cuaternario (Audemard, 1997). Esta cuenca comprende el estado Falcón y la parte noreste del

estado Lara (figura 17) hacia el noroeste de Venezuela (Boesi y Goddard, 1988; Diaz de Gamero, 1977), los límites de esta cuenca en tierra son aquellas áreas que incluyen sedimentación oligocena o más reciente.

La historia geológica de la cuenca comenzó a finales del Eoceno, y la depositación continuó a través del Plioceno al reciente. Debido a su localización en un límite tectónico, la sedimentación fue controlada principalmente por la tectónica. En la misma son desarrollados tres sistemas estructurales como resultado del movimiento dextral cortical este-oeste. El primero consiste en un sistema de horsts y grabens y fallas normales. El segundo sistema, es conocido como el Anticlinorio de Falcón localizado en la parte central de la cuenca y el tercer sistema conformado por el sistema de fallas de Oca, la cual atraviesa en sentido este-oeste la cuenca. Estratigráficamente han sido reconocidos dos estados marcados por la transgresión del Eoceno Tardío al Mioceno Temprano y la regresión del Mioceno Medio al reciente (Boesi y Goddard, 1988).

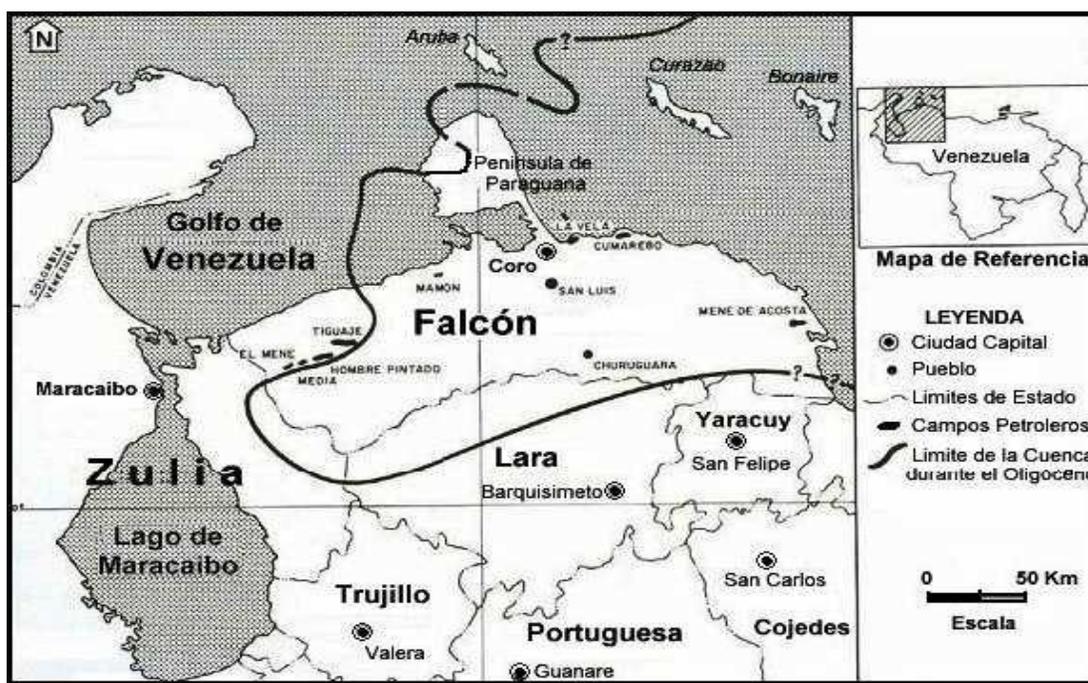


Figura 17. Mapa de la ubicación de la Cuenca de Falcón (tomado de Boesi y Goddard, 1988).

2.6.1 Evolución geológica de la Cuenca de Falcón

La Cuenca de Falcón se instaló en su parte oriental y central sobre el alóctono Caribe sobrecorrido durante la fase de compresión de edad Paleoceno-Eoceno Temprano, como consecuencia de un colapso post-orogénico asociado a la desaceleración de la placa Caribe debido a los niveles de colisión oblicua alcanzados en el margen meridional de la misma.

Para el Oligoceno-Mioceno Temprano, esta región fue una cuenca principalmente marina abierta al este y rodeada casi completa por tierras emergidas por el sur y oeste y parcialmente por el norte, debido a la transgresión la cual comenzó con la sedimentación de las formaciones Jarillal y Paraíso. Tres discordancias angulares de algún significado regional afectan las secuencias sedimentarias de dicha cuenca (figura 18). En el Mioceno Medio y Tardío la cuenca fue intensamente plegada y tectónicamente invertida por una compresión NO-SE (Audemard, 1997; González de Juana *et al.* 1980).

Desde el Mioceno Tardío, el proceso sedimentario fue restringido exclusivamente al flanco norte del Anticlinorio de Falcón y las secuencias sedimentarias se fueron haciendo menos marinas y cada vez más continentales, tanto en forma vertical como lateralmente desde el este hacia el oeste. Actualmente la región falconiana está sometida a un estado de esfuerzos caracterizado por un esfuerzo máximo horizontal de dirección NNO-SSE a N-S y un esfuerzo mínimo horizontal orientado ENE-OSO. Dicho tensor de esfuerzos, calculado a partir de datos microtectónicos medidos exclusivamente en las unidades plio-cuaternarias de Falcón septentrional, es responsable de la cinemática y actividad actual de cinco sistemas de fallas (Audemard, 1997):

1. Fallas dextrales este-oeste (Oca-Ancón, Adícora)
2. Fallas dextrales NO-SE (Urumaco, Rio Seco, Lagarto, La Soledad)
3. Fallas normales NNO-SSE (Costa Oeste de Paraguaná, Cabo San Román)
4. Fallas sinestrales NNE-SSO (Carrizal, El Hatillo)
5. Fallas inversas ENE-OSO (Guadalupe, Araurima, Matapalo)

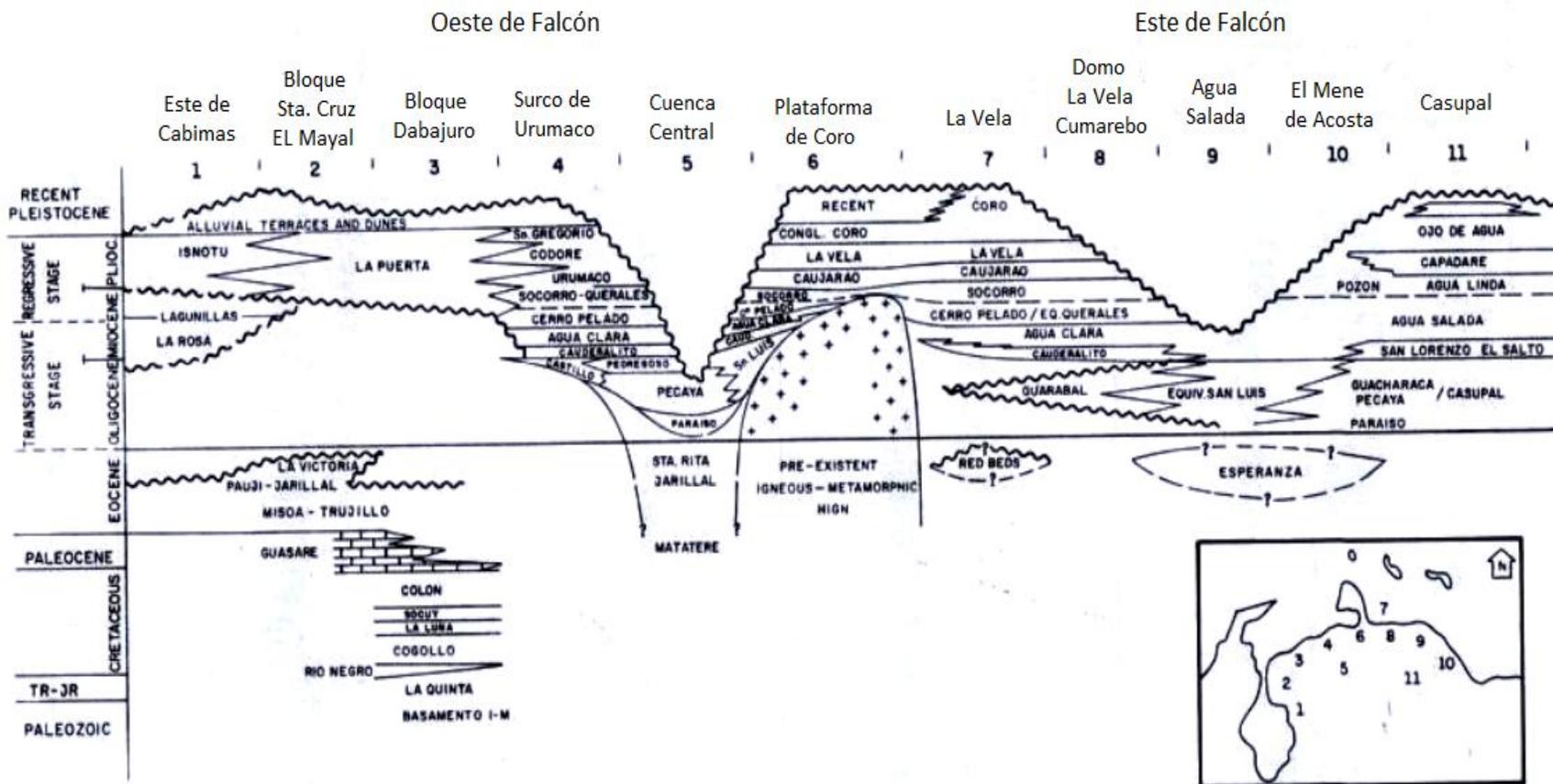


Figura 18. Relación estratigráfica de la Cuenca de Falcón desde el Este hacia el Oeste (tomado de Boesi y Goddard, 1988).

2.7 Geología local

En la figura 19 se muestra la ubicación de la zona de estudio, la cual se encuentra al noreste del Golfo de Venezuela, a 50 Km al oeste de la Península de Paraguaná. En esta área se recuperaron tres núcleos objetos de este estudio (Pozos A, B y C) los cuales poseen un espesor de aproximadamente 200 metros (660 pies) para los Pozos A y B, y 140 metros (470 pies) para el Pozo C.

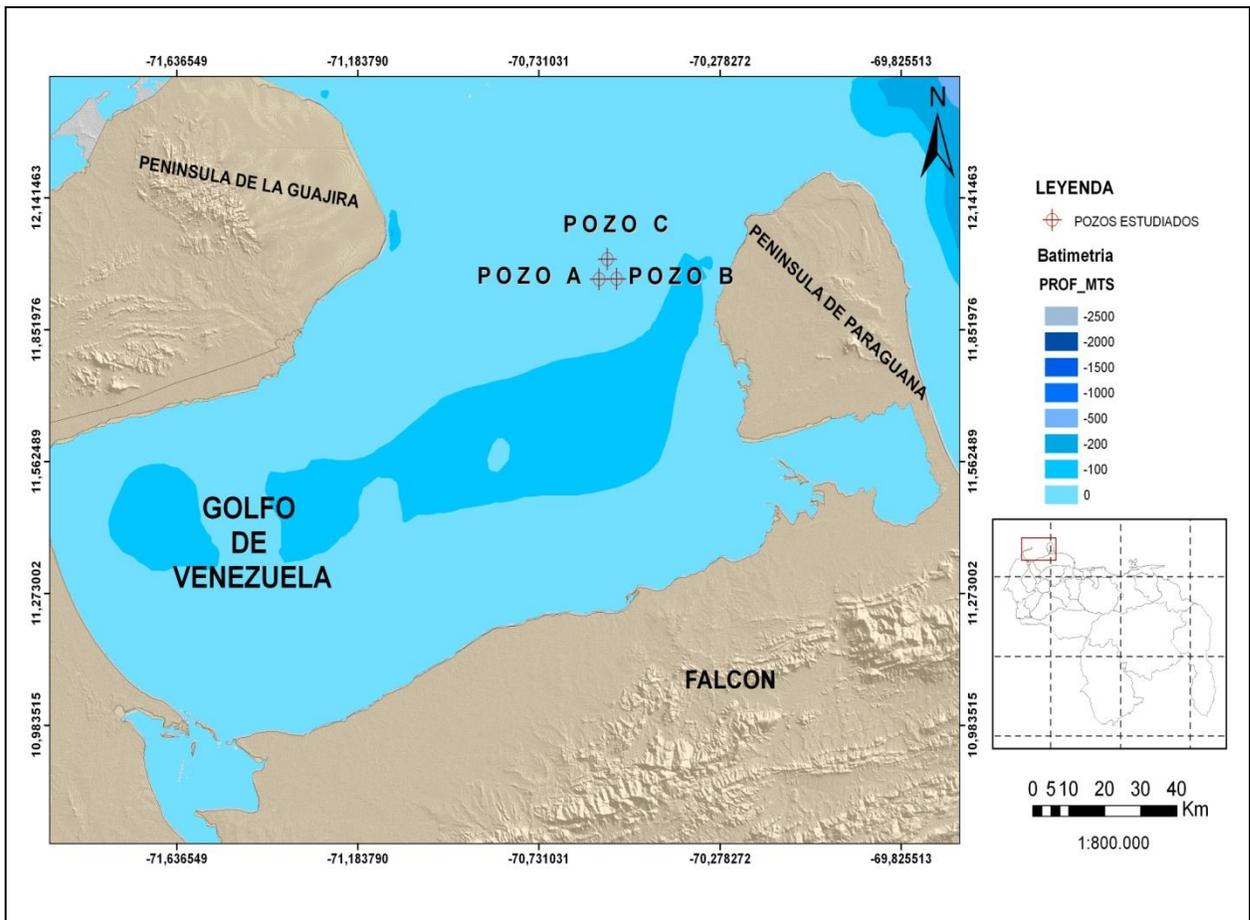


Figura 19. Ubicación de la zona de estudio.

La geología de la zona está comprendida por un basamento ígneo-metamórfico de edad Meso-Neoproterozoico, el cual posee intrusiones granodioritas de edad Eoceno Temprano (Baquero *et al.*, 2013). Por encima de este basamento se encuentran secuencias sedimentarias de edad Oligo-Mioceno, las cuales comienzan con areniscas de grano grueso haciéndose de menor tamaño hacia la superficie, suprayacente a ella se encuentra una sucesión espesa de calizas, las cuales son el objeto de este estudio. Ortega *et al.*, en el 2013 realizan un estudio sedimentológico en los núcleos recuperados de los **Pozos A y B**, en el cual determinan que las rocas sedimentarias de esta zona (la secuencia carbonática) están constituidas en mayor proporción por calizas limpias (soportadas por granos), por otro lado las calizas soportadas por lodo son más comunes hacia la mitad inferior de la sucesión, en ambas más del 30% del tamaño de partículas promedio es mayor o igual a 2 mm.

Así mismo, los autores anteriormente mencionados con base en descripción mesoscópica de características depositacionales tales como: litología, granulometría, componentes principales, tamaño y estructuras sedimentarias primarias lograron reconocer doce (12) facies sedimentarias divididas en dos macro unidades con base en el sistema depositacional; la primera unidad con una sedimentación “In situ” y muy poco transporte, la cual presenta una depositación cíclica de alta frecuencia en la parte media e inferior de la caliza y representa las tres cuartas partes del espesor total del carbonato. En ella se pueden reconocer siete (7) facies sedimentarias diferenciables a escala de capas o sucesión de capas, de ellas cinco (5) son facies carbonáticas, una es híbrida o de mezcla (carbonato-siliciclástico) y finalmente una siliciclástica pura.

La segunda unidad se le ha denominado “resedimentada”, la cual se ubica al tope de la secuencia carbonática, posee un aspecto de depósito caótico, con partículas de gran tamaño dominados por rodolitos (1-8cm), soportados por un material granular tipo Rudstone. No obstante, en ella se diferencian intervalos con dominio de componentes específicos, tamaño de partículas y coloración variable, con base en ello Ortega *et al.*, lograron determinar cinco (5) facies carbonáticas; tal distribución de facies se puede apreciar en la figura 20.

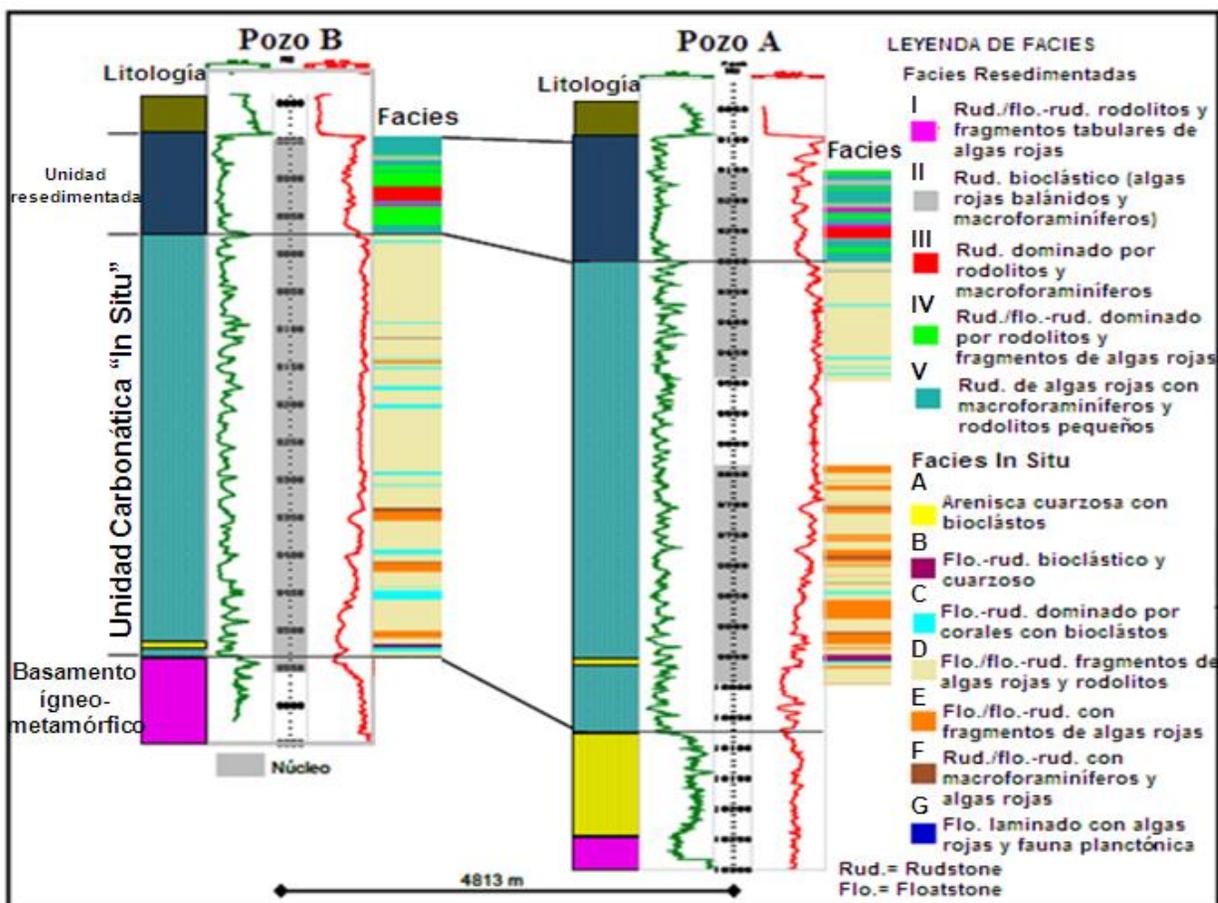


Figura 20. Distribución de facies de los pozos A y B (tomado de Ortega *et al.*, 2013).

De acuerdo con el estudio de microscópico de láminas delgadas de las rocas constituyentes de estos pozos realizado por Ortega *et al.*, en el 2014 se cuantificaron los bio-componentes principales y secundarios o asociación faunal (figura 21), de acuerdo a ellos se determinó que las algas rojas y los macroforaminíferos son los componentes principales de estas calizas, mientras que los componentes secundarios son los corales y algas verdes. El aporte de los demás componentes se encuentra en muy poca cantidad, pero son reflejo de posibles cambios ambientales. Así mismo basado en los componentes establecidos y su ambiente en el cual desarrollan sus procesos vitales y posteriormente perecen y se depositan establecieron la posible sucesión de ambientes donde se depositaron las facies sedimentarias (figura 22).

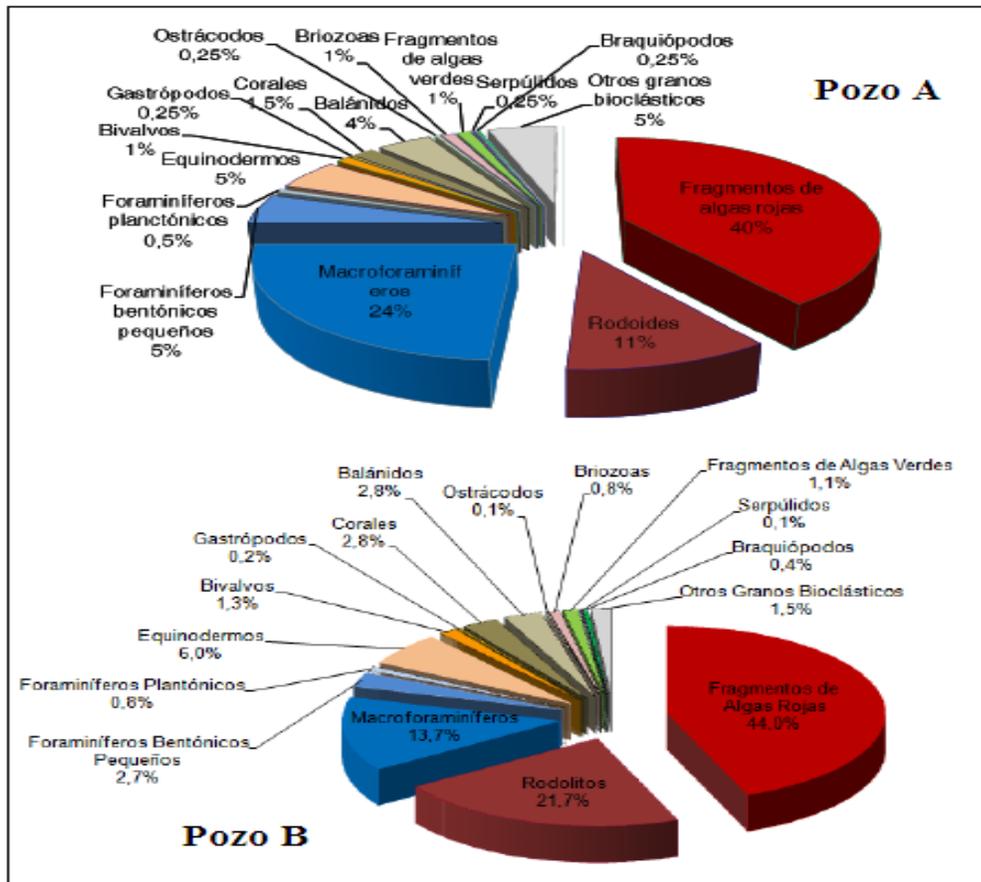


Figura 21. Distribución de los bio-componentes primarios y secundarios de la secuencia sedimentaria de los pozos A y B (tomado de Ortega *et al.*, 2013).

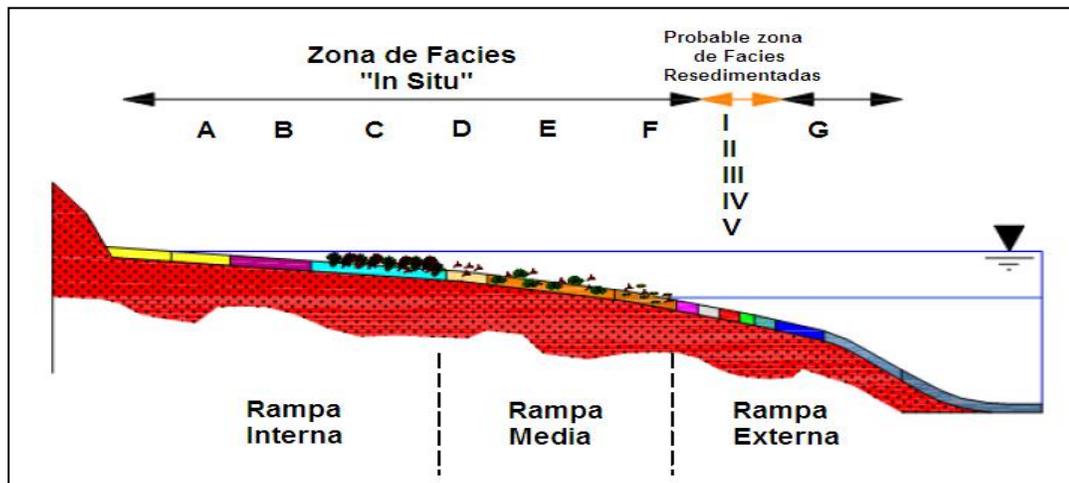


Figura 22. Perfil depositacional de las facies sedimentarias identificadas (tomado de Ortega *et al.*, 2013).

3. METODOLOGIA

En el siguiente capítulo se mencionarán los aspectos relevantes a la metodología de trabajo diseñada para llevar a cabo los objetivos de este proyecto de investigación, resaltando: tipo de muestras, cantidad de muestras y el procedimiento analítico por el cual se realizó las debidas mediciones de los atributos químicos, logrando dividir este proyecto de investigación en tres etapas que incluyeron: etapa de campo, etapa de laboratorio y por último la etapa de interpretación de los resultados.

3.1 Etapa de campo

Esta constó de la perforación y recuperación de los núcleos que fueron utilizados en la presente investigación, los mismos fueron recolectados por empresas internacionales (ENI y Repsol) en el año 2010. De esta campaña, se logró recuperar exitosamente los núcleos pertenecientes a tres pozos perforados en el área de estudio (Golfo de Venezuela). Así mismo, para el desarrollo de este trabajo de investigación contó con datos (químicos, isotópicos y mineralógicos) de los pozos descritos como “**Pozo A**” y “**Pozo B**” (figura 20); los cuales fueron otorgados por el Instituto de Tecnología Venezolana Para el Petróleo (INTEVEP). Tales datos, corresponden a un informe interno generado por Bolla *et al.*, 2010 y 2012; en los cuales no se hace mención de la metodología utilizada para la determinación de las variables medidas. Por su parte para el “**Pozo C**”, los datos fueron generados a partir de las metodologías descritas en este apartado, con la finalidad de englobar e integrar los datos de los tres pozos, y realizar una interpretación geoquímica de los mismos en el marco de las secuencias oligo-miocenas de la plataforma carbonática “Perla”.

3.1.1 Muestreo

El muestreo realizado correspondiente al Pozo A, fue de la siguiente manera: 50 muestras para el análisis isotópico (utilizando el estándar PDB) y 84 muestras para la determinación de los elementos mayoritarios y traza, así como también para la determinación de la mineralogía (Bolla

et al., 2010). La caracterización elemental fue realizada con la técnica analítica de fluorescencia de rayos X y la determinación mineralógica fue realizada mediante difracción de rayos X. Amerita resaltar que no se posee información acerca del método, equipo, patrones utilizados, ni errores de las medidas para ninguna de las tres caracterizaciones (elemental, isotópica y mineralógica) realizadas por los autores mencionados anteriormente; a excepción del patrón utilizado para el análisis isotópico (PDB).

Posteriormente Ortega *et al.*, en el 2013 presentan en su trabajo 28 nuevos datos isotópicos del “Pozo A”; estos datos fueron determinados en el laboratorio de isótopos estables de PDVSA-INTEVEP mediante la modalidad Dual-Inlet con un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas marca, *THERMO ELECTRON CORPORATION* modelo, *DELTA V PLUS ISOTOPE RATIO MS*; comprobando la exactitud del análisis con el patrón certificado internacionalmente NBS19 (VPDB). La metodología utilizada en este análisis fue la realizada para el “Pozo C” (sub-apartado 3.2.2.2), la cual está basada en Henríquez y Martínez 1999; Groot, 2009. El muestreo realizado en este pozo por los dos grupos de autores mencionados corresponde a un muestreo no probabilístico, de tipo intencional, en el cual no se cumplió ningún régimen de periodicidad para la escogencia de las muestras a lo largo del pozo estudiado, el cual representa aproximadamente 200 metros (670 pies) de secuencia sedimentaria.

Para el caso del “Pozo B”, el muestreo realizado fue de la misma manera que el mencionado para el anterior. Los resultados presentados por Bolla *et al.*, en el 2012 se dividen de la siguiente manera: 88 muestras para el análisis isotópico, 90 muestras para el análisis químico y 53 muestras para el análisis mineralógico; en el espesor carbonático que constituye aproximadamente la misma longitud que el anterior. El análisis isotópico está referido al estándar PDB. De la misma manera que el anterior, los autores no indican que metodología fue llevada a cabo. Para el análisis de los elementos mayoritarios y traza, la determinación fue mediante la técnica de fluorescencia de rayos X, utilizando un equipo marca *PANalytical*, modelo *MAGIX PRO INSTRUMENT*. El análisis fue realizado sobre perlas y utilizando el software *WROXI*. Mientras que para la determinación mineralógica de las muestras fue utilizado un difractómetro

marca *PANalytical*, modelo *CUBIX DIFFRACTOMETER*; y la cuantificación de minerales fue llevada a cabo mediante el software denominado *SIROQUANT*.

En el caso del “Pozo C”, se llevó a cabo un muestreo de tipo sistemático en la nucleoteca perteneciente a INTEVEP, el cual fue de aproximadamente cada 1,8 metros (6 pies) de toma de muestra. La cantidad de muestras tomadas para este pozo correspondió a un valor de 79 distribuidas a lo largo de los núcleos tomados para este pozo; el criterio seguido en el muestreo se basó en recolectar aproximadamente la misma cantidad de muestras que se obtuvo para los pozos A y B. El muestreo fue llevado a cabo con la ayuda de una piqueta y un cincel con los cuales se tomaron la proporción deseada del núcleo para ser analizada (~ 100 g). La distribución de muestras fue de la siguiente manera: de las 79 muestras recolectadas, 68 fueron utilizadas para la determinación de los elementos mayoritarios, traza y análisis mineralógico mediante difracción de rayos X (análisis cualitativo y cuantitativo de minerales) y 50 (coincidentes con algunas de las anteriores) para realizar los análisis isotópicos de roca total mediante espectrometría de masas, esta cantidad restringida a la disponibilidad del laboratorio de isótopos estables de PDVSA-INTEVEP.

3.1.1.1 Muestreo de los pozos (A, B y C) para el análisis isotópico en conchas del foraminífero béntico *Amphistegina*

Por otro lado, fue llevado a cabo el análisis isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ a partir de las conchas del foraminífero béntico *Amphistegina* los cuales fueron separados del resto del material manualmente mediante la técnica de *picking*. **Para los pozos A y C** se realizó el análisis de 12 muestras, mientras que para el **pozo B** se analizaron 11 muestras haciendo un total de 35 muestras. El muestreo fue realizado bajo el criterio de obtener la masa suficiente para lograr la señal mínima de análisis en el equipo de espectrometría de masas de relaciones isotópicas (~3 mg), los cuales representó aproximadamente entre 12 y 15 especímenes del foraminífero béntico *Amphistegina*. Es de resaltar que los datos generados a partir del estudio isotópico de *Amphistegina* no habían sido realizados en estos pozos hasta la fecha.

3.2 Etapa de laboratorio

Como se desprende del apartado anterior, los datos químicos y mineralógicos para los pozos A y B ya han sido previamente generados, por lo que el procedimiento descrito en el siguiente apartado corresponde al tratamiento físico y químico de las muestras pertenecientes al pozo C. De igual manera se describe el procedimiento realizado para el estudio isotópico de las muestras seleccionadas en los pozos A, B y C

3.2.1 Tratamiento físico de las muestras

Se disgregaron 15 gramos de cada muestra, utilizando una mandarina de mano. Las muestras fueron previamente protegidas con una tela para minimizar la contaminación metálica en las mismas. Posteriormente, los fragmentos fueron pulverizados en un mortero de ágata eléctrico marca *FRITSCH*, modelo *PULVERISETTE*. El pulverizado fue resguardado en una bolsa plástica debidamente identificada; esta cantidad de muestra se dividió entre los distintos análisis a realizar, 6-10 mg para el análisis isotópico, 5 g para el análisis de difracción de rayos X, 0,2 g para el análisis de los elementos mayoritarios y traza.

Para realizar el análisis isotópico ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en el foraminífero béntico *Amphistegina*, este fue separado de manera manual mediante la técnica del *picking*. Esta técnica consiste en separar con un pincel de punta muy fina los fósiles requeridos para el análisis del resto de los componentes disgregados bajo una lupa binocular. Antes de llevar a cabo tal separación, la muestra fue triturada en fragmentos de 0,5 cm a 1 cm aproximadamente utilizando un mortero de hierro hasta obtener una granulometría relativamente homogénea. Posteriormente, las muestras disgregadas fueron lavadas en agua destilada en un beaker, el recipiente se calentó hasta una temperatura de 70 °C, luego se tamizó la muestra en húmedo para asegurar la total limpieza de la misma, colocando los tamices en orden ascendente y por último fueron separados los especímenes de *Amphistegina*.

Una vez limpias y disgregadas las muestras, fueron colocadas en sobres debidamente identificados, en los cuales se encuentran los foraminíferos y distintos fósiles. Para realizar el *picking* la muestra se hizo pasar por la serie de tamices, las primeras dos fracciones (primeros dos tamices) fueron agregados en una bandeja de extracción (figura 23) la cual fue introducida bajo la lupa binocular y una vez que se identificó el foraminífero fue extraído con la ayuda de un pincel y agua, esta metodología es la planteada por Vanegas *et al.*, en el 2014 pero el *picking* para el análisis isotópicos ha sido ampliamente utilizada en estudios de foraminíferos (Ohta *et al.*, 2003; Mashiotta *et al.*, 1999; Báldi, 2005).

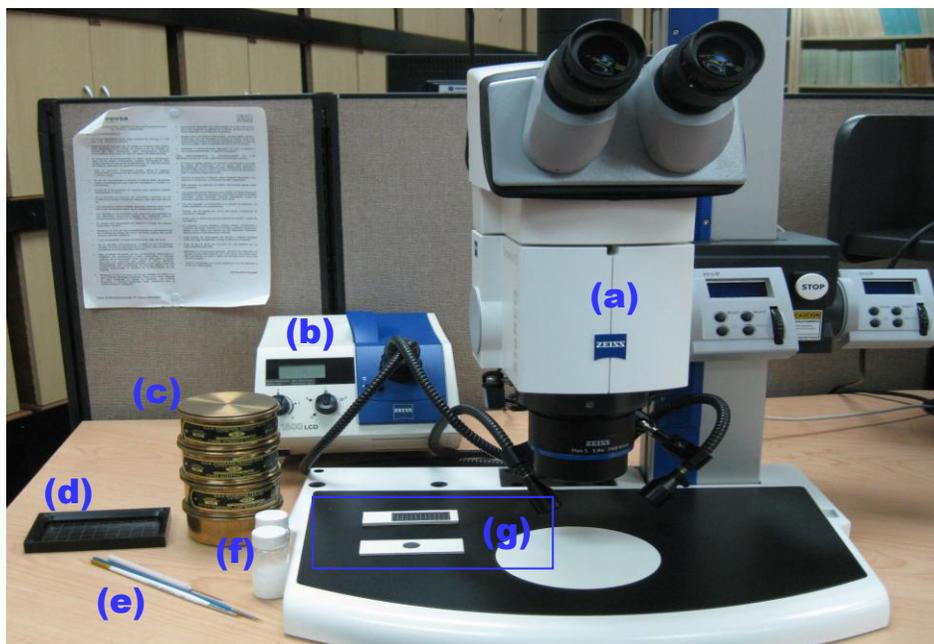


Figura 23. Herramientas utilizadas en la separación por *picking* a) Lupa binocular, b) fuente de luz, c) tamices, d) bandeja de extracción, e) pincel y espátula metálica, f) pegamento y agua, g) lamina sistemática (arriba) y monohoradada (abajo) (tomado de Vanegas *et al.*, 2014).

3.2.2 Tratamiento químico de las muestras

Esta fase se dividió de acuerdo al tipo de análisis químico a realizar, por lo tanto el tratamiento químico de la muestra fue diferente.

3.2.2.1 Análisis químico de elementos mayoritarios mediante Espectroscopia de Absorción y Emisión Atómica (AAES, por sus siglas en ingles) y traza mediante ICP-MS

Estas dos técnicas analíticas permiten determinar la concentración de los elementos en una determinada solución acuosa. Mientras que la técnica de AAES proporciona la medición de los elementos mayoritarios y algunos traza, la técnica de ICP-MS proporciona una mayor resolución, logrando analizar valores de hasta tres magnitudes por debajo de la técnica anteriormente mencionada. Por ende, es indispensable llevar a solución las muestras que se deseen analizar. De acuerdo a la composición carbonática que presentan las muestras a tomar, se llevó a cabo el método de digestión de carbonatos utilizado por Kemp y Brown, en 1990; el cual indica una digestión ácida total, utilizando los siguientes reactivos: ácido fluorhídrico (HF) al 42% v/v, ácido nítrico (HNO₃) concentrado, ácido etanoico (C₂H₄O₂) 0,5 M y ácido bórico (H₃BO₃) al 4% m/v mediante un equipo de microondas. Para el procedimiento aplicado en el presente trabajo se realizó una variación de la metodología antes mencionada, en la cual se obvió el uso de ácido bórico, debido fundamentalmente a inconvenientes técnicos.

El procedimiento general llevado a cabo fue el siguiente: aproximadamente 200 mg de la muestra limpia, seca y triturada fueron colocadas en Beakers de 100 ml, se agregaron 20 ml de ácido acético 0,5 M y se llevó a una temperatura de aproximadamente 95 °C hasta que el burbujeo del dióxido de carbono (CO₂) cesó. Posteriormente cuando el envase se encontró a temperatura ambiente, se trasvaso a los embases de teflón de 120 ml donde se agregó 1 ml de ácido fluorhídrico (HF) al 42% v/v y 3 ml de ácido nítrico (HNO₃) concentrado. El envase fue sellado e introducido en el carrusel del microondas marca *CEM CORPORATION* modelo *MARS5* (figura 24); colocando al 100% de la potencia (1000W) por un periodo de 5 minutos. Finalmente la solución resultante fue enrasada a 50 ml con agua desionizada o bi-destilada.

Los elementos mayoritarios (K, Na y Mg) fueron analizados en el laboratorio de absorción atómica perteneciente al Instituto de Ciencias de la Tierra. Los demás elementos mayoritarios como Ca, Si, Al y S no pudieron ser analizados por falta de algunos consumibles en el laboratorio. Por otro lado, el análisis de los elementos traza mediante ICP-MS se llevó a cabo

en los laboratorios de la Gerencia de Química Analítica de la empresa PDVSA-INTEVEP logrando obtener resultados para los siguientes elementos: Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Zn, As, Ba y U. Mientras que los elementos: Se, Y, Mo, Ag, Cd, Sb y los elementos de las tierras raras (REE, por sus siglas en inglés) no se lograron apreciar debido a los límites de detección del equipo.

Los elementos Sc y Ti solo se lograron analizar en 47 muestras debido a problemas de comunicación con el analista, así mismo el Fe no pudo ser analizado por malos entendidos con el custodio del laboratorio.

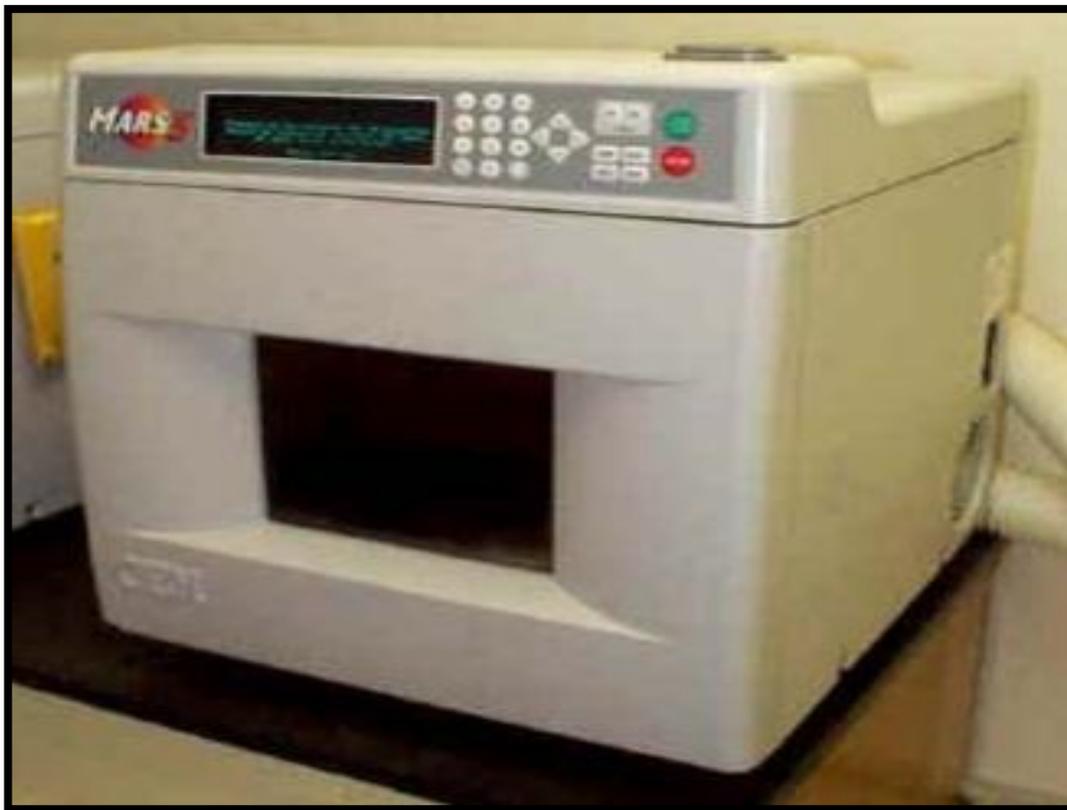


Figura 24. Equipo de microondas *MARS5* utilizado para la digestión total de las muestras.

3.2.2.2 Análisis isotópico mediante espectrometría de masas de relaciones isotópicas

Para realizar este análisis se tomaron aproximadamente 6 mg de la muestra pulverizada en el mortero de ágata y se colocaron en la parte recta del tubo de Rittenberg (figura 25), luego en el costado del tubo se agregaron 6 ml del ácido fosfórico (H_3PO_4) al 100% de pureza, siendo extremadamente cuidadoso de no permitir que el ácido entrara en contacto con la muestra. Posterior a ello se colocó en una línea de vacío en el cual fue necesario alcanzar una presión de 10^{-4} - 10^{-5} mbar, ello para evitar la posible contaminación isotópica por el oxígeno y CO_2 contenido en el aire.

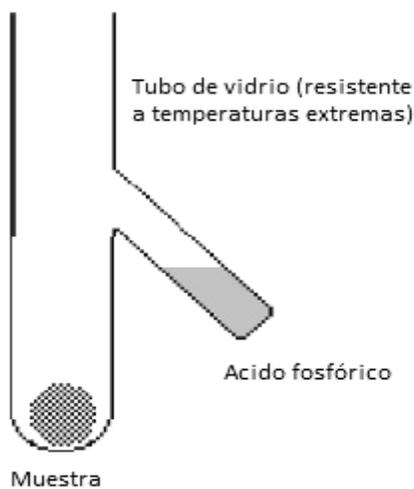


Figura 25. Tubo de Rittenberg, para la reacción de la muestra con el ácido fosfórico (tomado de Groot, 2009).

Una vez realizado el vacío se llevó a un baño de maría a una temperatura de $72^{\circ}C$ y se dejó reposar por aproximadamente 30 minutos, permitiendo que todo el sistema llegara al equilibrio térmico, posteriormente se mezcló el ácido con la muestra y se dejó reaccionar por doce horas. El CO_2 generado se destiló criogénicamente para purificarlo de cualquier humedad o posible impureza. Luego de realizar la destilación criogénica el CO_2 de la reacción fue encapsulado en una ampolla y llevado al espectrómetro de masas donde se midieron los

respectivos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para las determinadas muestras. Esta metodología se basa en la utilizada por Henríquez y Martínez 1999; Groot, 2009.



Figura 26. Espectrómetro de masas THERMO DELTA V PLUS, en el cual se realizaron los análisis isotópicos.

El análisis isotópico fue realizado en el Laboratorio de Isótopos Estables pertenecientes a la institución PDVSA-INTEVEP en un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas marca *THERMO ELECTRON CORPORATION*, modelo *DELTA V PLUS ISOTOPE RATIO MS* (Figura 26); utilizando un estándar internacional (NBS19) para reportar la relación isotópica medida (VPDB).

3.2.2.3 Análisis cualitativo y cuantitativo de minerales mediante DRX

Esta técnica permite caracterizar las muestras en términos de minerales, la cual es capaz de identificarlos y cuantificarlos, para ello se pulverizó la muestra en un mortero de ágata hasta obtener una fracción fina y homogénea de aproximadamente menor a 20 μm , la cual fue debidamente introducida en un porta muestra y corrida en el equipo. Para el análisis mineralógico en este trabajo se utilizó un equipo marca *PHILIPS* con un generador de rayos X *PW 3710* (figura

27). El análisis cualitativo se realizó mediante el software *X'pert HighScore* de la empresa *PANalytical* (condiciones de análisis en el apéndice VIII) mientras que el análisis cuantitativo fue llevado a cabo mediante la metodología empleada por el laboratorio de rayos X de la empresa INTEVEP (Fournier, 1999, Azar, 2015).



Figura 27. Difractómetro marca *Philips* utilizado en el análisis de las muestras.

3.3 Etapa de interpretación de resultados

Los resultados de este trabajo de investigación son presentados en tablas, perfiles quimioestratigráficos y en gráficas sencillas. Para tal fin se utilizó la hoja de cálculo *EXCEL*, con la cual se realizaron los análisis de estadística descriptiva y bivariada. Así también con el software *STATISTICA* en su sexta versión, se complementó el análisis estadístico descriptivo de los datos a generar mediante las diferentes técnicas analíticas a utilizadas en esta investigación.

Por otro lado al trabajar con un alto volumen de muestras y generar gran cantidad de datos, la estadística descriptiva se hace insuficiente a la hora de describir grandes volúmenes de

datos, por lo que se han desarrollado ciertas herramientas del análisis estadístico denominadas técnicas estadística multivariada (o análisis multivariado), las cuales engloban grandes volúmenes de datos y permiten realizar comparaciones al mismo tiempo de comportamientos de variables en pocos segundos.

El análisis multivariante en un sentido amplio, se refiere a todos los métodos estadísticos que analizan simultáneamente medidas múltiples de cada individuo u objeto sometido a investigación. Cualquier análisis simultáneo de más de dos variables puede considerarse aproximadamente como un análisis multivariante (Hair *et al.*, 1999). Este análisis posee diferentes técnicas para que pueden ser utilizadas en grandes grupos de datos en las que se encuentran: regresión múltiple y correlación múltiple, análisis discriminante múltiple, componentes principales y análisis factorial común, análisis multivariante de varianza y covarianza, correlación canónica, análisis cluster, análisis multidimensional y análisis conjunto. Este análisis de factores (AF) se llevó a cabo mediante el programa estadístico *Minitab* en su versión 17. En la figura 28 se resume toda la metodología experimental planteada para llevar a cabo los objetivos de este trabajo.

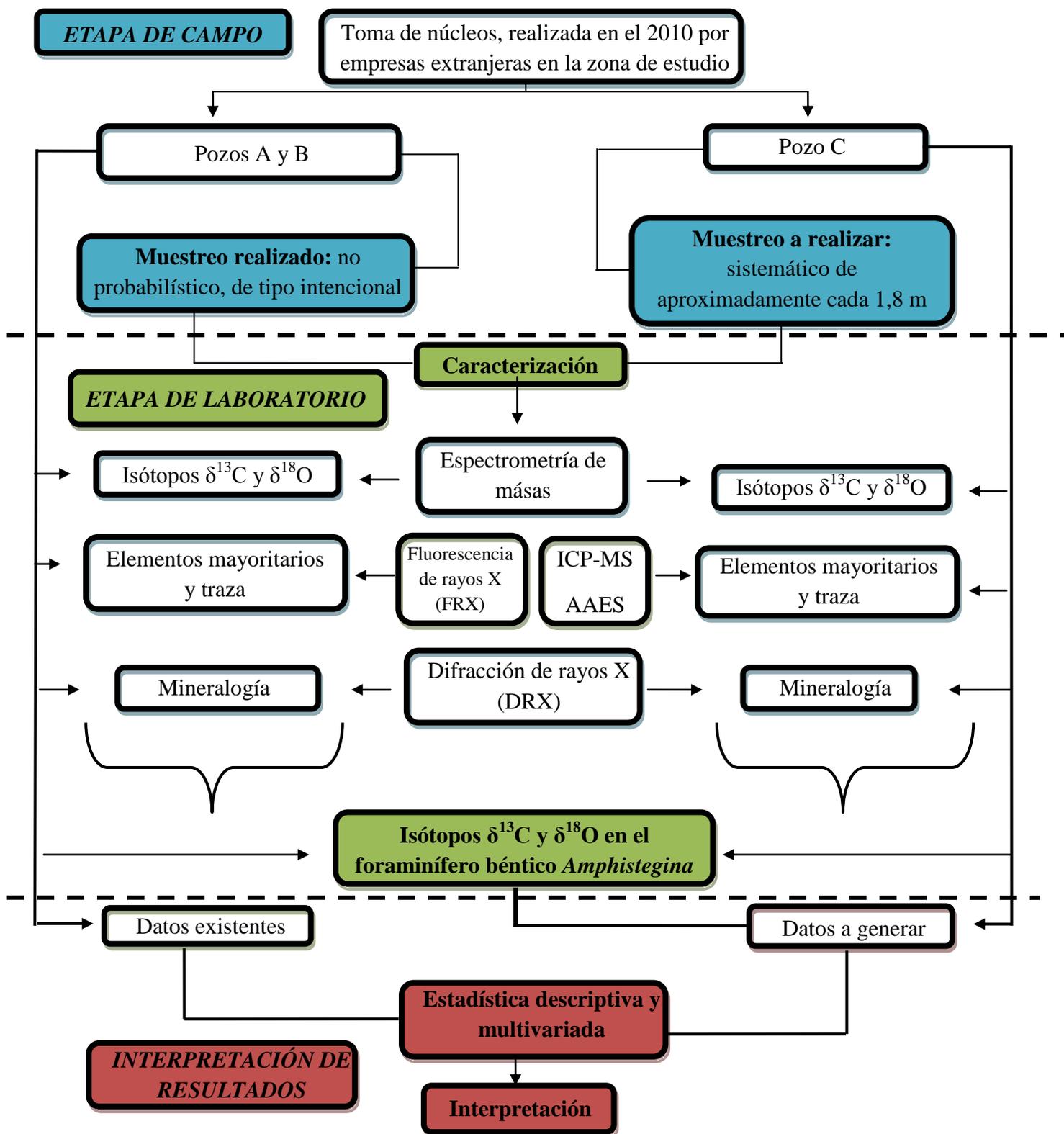


Figura 28. Esquema general de la metodología a realizar

4. RESULTADOS

A continuación serán presentados los resultados obtenidos de los análisis químicos, mineralógicos e isotópicos pertenecientes a los pozos A, B y C. Los mismos, serán presentados sistemáticamente en tablas y gráficos para orientar al lector en lo que respecta a los valores obtenidos para este sistema de estudio.

4.1 Análisis de elementos mayoritarios y traza

En la tabla 5 se muestran, de manera resumida, las concentraciones medias (mediana) obtenidas para los elementos mayoritarios en los tres pozos analizados. Además, los datos medios obtenidos para los elementos traza en los pozos A y C se muestra en la tabla 6. En el apéndice I se muestran las concentraciones de los elementos mayoritarios expresadas en sus respectivos óxidos, y los elementos traza en su forma elemental obtenidas para cada una de las muestras analizadas.

Los valores que se expresan en las tablas como teóricos (CO_2 y CaO) fueron calculados asumiendo una composición mineralógica (basado en los datos aportados por DRX) de Calcita-Dolomita-Illita para las secuencias carbonáticas monótonas. A partir de un análisis normativo (ver apéndice VII), en el cual se asume que todo el K es aportado por la illita y mediante relaciones estequiométricas se pudieron calcular los valores de CO_2 para todos los pozos y CaO para el pozo C. Cabe resaltar que estos valores son una aproximación semicuantitativa de las concentraciones reales, por lo que pueden estar acompañados de un alto grado de incertidumbre.

Tabla 5. Concentración media (mediana) de los elementos mayoritarios expresada en óxidos correspondiente a los pozos A, B y C.

Pozo A

Elemento	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₃ (%)	CO ₂ teori. (%)
Mediana	0,285	0,009	0,080	0,021	1,744	52,054	0,185	0,010	0,056	0,029	44,540
Desviación	5,215	0,109	1,383	0,589	2,313	5,390	0,217	0,307	0,071	0,065	3,504
Valor Min.	0,004	0,001	0,013	0,001	0,445	16,768	0,156	0,001	0,017	0,004	19,633
Valor Max.	35,104	0,504	11,647	4,827	15,011	55,743	1,281	2,702	0,648	0,332	52,974

Pozo B

Elemento	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₃ (%)	CO ₂ teori. (%)
Mediana	0,218	0,012	0,062	0,019	1,433	52,417	0,167	0,008	0,057	0,036	43,908
Desviación	11,051	0,198	0,473	0,275	1,727	5,727	0,079	0,061	0,038	0,136	4,714
Valor Min.	0,004	0,001	0,010	0,001	0,149	8,339	0,107	0,001	0,024	0,001	6,648
Valor Max.	73,958	0,796	2,907	2,211	9,266	55,254	0,655	0,374	0,282	0,935	47,922

Pozo C

Elemento	MgO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	CaO teori. (%)	CO ₂ teori. (%)
Mediana	1,030	0,019	0,020	53,308	43,149
Desviación	0,676	0,136	0,103	4,794	3,712
Valor Min.	0,276	0,004	0,005	34,104	28,904
Valor Max.	2,939	0,572	0,560	57,118	47,437

Tabla 6. Concentración media (mediana) de los elementos traza expresada en su forma elemental correspondiente a los pozos A y C.

Pozo A

Elemento	V (ppm)	Cr (ppm)	Mn (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ga (ppm)	Ge (ppm)	As (ppm)	Se (ppm)
Mediana	12,7	10,2	8,6	1,0	3,7	3,2	5,2	0,2	6,3	4,6	2,7
Desviación	33,6	13,9	18,2	0,9	19,7	3,5	18,9	0,8	0,3	4,2	2,8
Valor Min.	0,8	3,5	3,2	0,0	1,0	0,4	1,6	0,0	5,2	2,3	1,7
Valor Max.	308,3	122,7	112,2	4,3	179,3	32,3	164,9	3,8	7,1	11,3	27,6

...

Elemento	Br (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)	Zr (ppm)	Nb (ppm)	Mo (ppm)	Ag (ppm)	Cd (ppm)	Cs (ppm)	Ba (ppm)
Mediana	3,6	1,9	807,1	1,0	5,0	0,3	2,9	27,9	6,2	6,9	22,8
Desviación	0,7	3,8	131,1	2,8	46,6	0,5	3,3	13,2	7,1	2,5	523,0
Valor Min.	2,6	1,3	587,7	0,0	0,5	0,0	1,9	0,1	0,2	0,8	2,0
Valor Max.	8,0	30,2	1230,5	18,9	128,1	3,7	31,1	45,9	42,9	12,6	4338,1

...Continuación...

Elemento	La (ppm)	Ce (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Yb (ppm)	Hf (ppm)	Ta (ppm)	W (ppm)	Tl (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)
Mediana	6,9	27,7	1,9	2,9	2,5	8,5	1,2	4,0	20,6	3,4	8,5
Desviación	4,2	6,4	2,5	1,5	1,2	1,5	0,7	2,3	1,4	1,6	4,6
Valor Min.	0,3	6,6	0,0	0,1	0,1	4,7	0,0	1,0	16,7	0,0	5,2
Valor Max.	18,3	44,2	9,6	6,1	5,9	11,7	3,0	20,3	24,6	6,9	46,6

...Continuación.

Pozo C

Elemento	Sc (ppm)	Ti (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)	Mn (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Zn (ppm)	As (ppm)	Ba (ppm)	U (ppm)
Mediana	1,8	55,1	5,2	3,7	9,2	0,7	2,8	9,3	1,2	29,0	3,4
Desviación	3,1	171,0	20,5	10,9	19,4	1,5	4,4	16,2	2,3	348,4	2,0
Valor Min.	0,6	2,0	0,6	0,8	2,8	0,5	0,6	2,0	0,5	11,5	0,5
Valor Max.	12,0	798,9	124,2	59,5	93,4	6,1	22,6	92,2	10,3	2921,2	12,1

4.1.1 CaO y MgO

Estas secuencias están caracterizadas por ser carbonatos muy “limpios”, representadas mayormente por las concentraciones de las especies SiO_2 y Al_2O_3 . El contenido de CaO en las secuencias estudiadas arrojó una concentración media referidos por la mediana de 52,054 % para el Pozo A, 52,417 % para el Pozo B y 53,308 % (valor teórico) para el Pozo C, siendo el elemento de mayor concentración como consecuencia de la homogeneidad en la fase mineralógica que caracteriza el litotipo estudiado.

En Venezuela las secuencias carbonáticas comunes poseen alrededor 60 % de CaCO_3 con valores que pueden alcanzar hasta 77,35 % en las calizas y margas pertenecientes a la Formación La Luna (Soto, 2007), lo que indica un restante en minerales tales como arcillas, cuarzo, dolomita, glauconita, fosfatos, pirita entre otros. En el caso de la Plataforma Carbonática “Perla” el contenido de CaCO_3 (suma de CaO y CO_2) supera el valor de 90 % lo que indica un buen desarrollo del sistema carbonático. Por otro lado, los valores de CaO reportado para los tres pozos coinciden con los carbonatos marinos estudiados por Pearce *et al.*, 2003 en el Reino Unido, donde obtuvieron valores de CaO superiores a 50 %.

Así mismo, el segundo elemento con mayor concentración dentro de las secuencias estudiadas lo compone el MgO con una concentración de medida central referida por la mediana de 1,744 % para el Pozo A, 1,433 % para el Pozo B y 1,030 % para el Pozo C. El MgO presenta una alta correlación negativa con respecto al CaO, reflejada por un coeficiente de correlación de Pearson de -0,836 para el Pozo A y -0,140 Para el pozo B, lo que indica un comportamiento contrario referido posiblemente a eventos de dolomitización; donde el calcio es sustituido por el magnesio. En la figura 29 se aprecia los gráficos de dispersión de CaO vs MgO para los pozos A y B, donde se observa claramente la correlación negativa existente entre ambas especies por el proceso geoquímico antes mencionando.

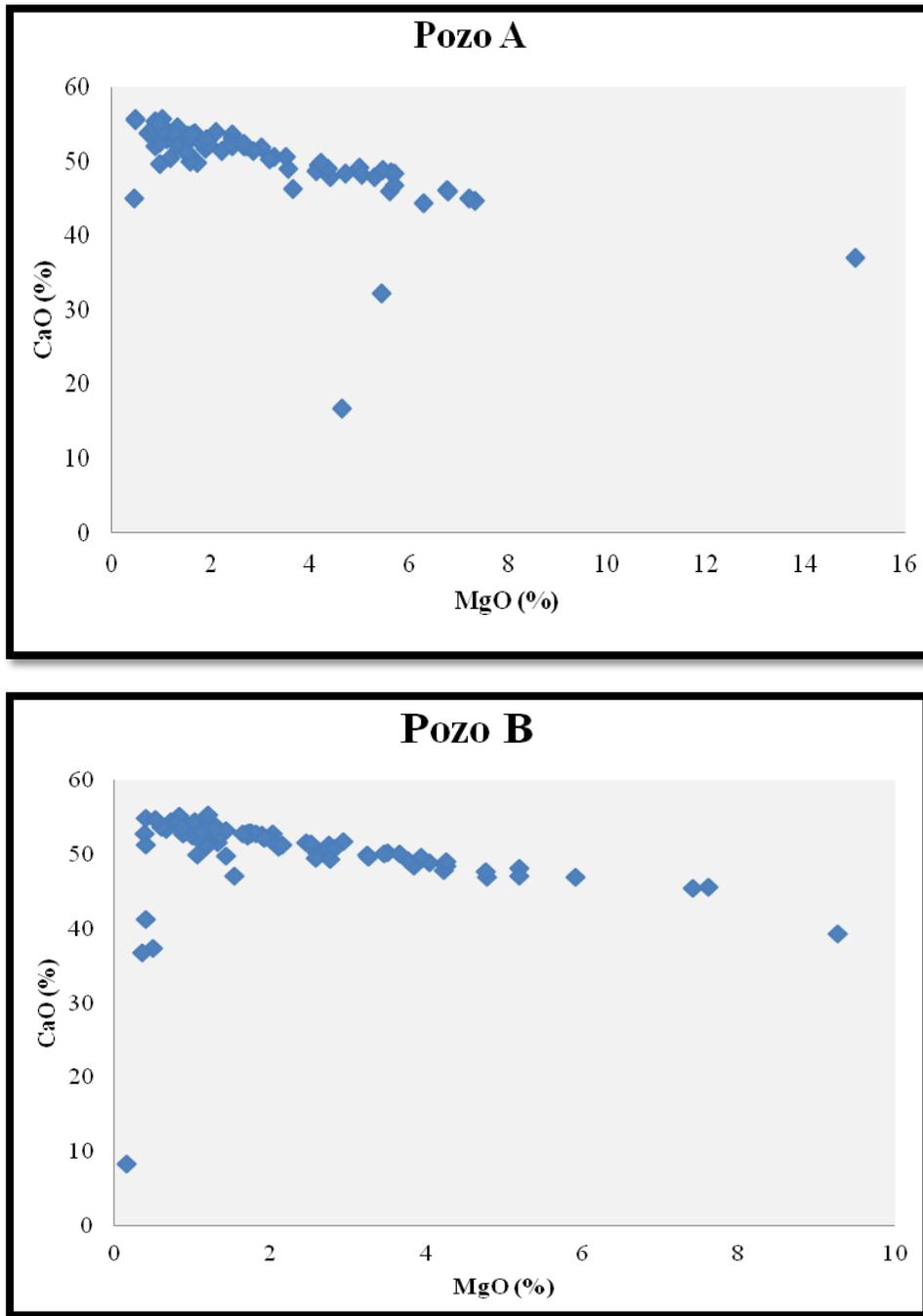


Figura 29. Diagramas de dispersión de las especies CaO y MgO para los pozos A y B.

4.1.2 Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O y Na_2O

Este grupo de elementos presenta una alta correlación positiva entre sí para los pozos estudiados (ver apéndice II), lo que indica que están gobernados por el mismo proceso geoquímico. Se asocian generalmente a la fases detríticas de aluminosilicatos y minerales autigénicos como las arcilla (Garbán, 2010; Montero *et al.*, 2015). Los valores hallados para este grupo de elementos los cuales denominaremos “terrígenos” debido al proceso geoquímico que domina su comportamiento, son muy bajos comparados con las secuencias carbonáticas comunes estudiadas en Venezuela (ej. Fm. La Luna). Los valores medios para el aluminio correspondieron a 0,080 % para el pozo A y 0,062 % para el pozo B; para el caso del pozo C no pudo ser analizado este elemento debido a problemas técnicos y falta de algunos consumibles. La concentración de aluminio presenta poca variabilidad a lo largo de la columna estratigráfica debido a la uniformidad de la litología estudiada. Los valores hallados en este trabajo se asemejan a los presentados por Pearce *et al.*, 2003 en el Reino Unido en núcleos de secuencias carbonáticas marinas.

En el caso del sodio y potasio, los cuales presentan el mismo comportamiento que el aluminio, se hallaron de la siguiente manera: el sodio presentó una concentración media de 0,185 % para el pozo A, 0,167 % para el pozo B y 0,019 % para el pozo C. Así mismo, el potasio presentó valores medios de 0,010 %, 0,008 %, 0,020 % respectivamente para los tres pozos estudiados. Estos elementos se asocian con el aluminio a fases minerales de arcillas principalmente: illita, smectita entre otras; indicando que donde hay aumento de estos elementos existe un aumento de estas fase minerales.

La concentración media obtenida para el hierro fue de la siguiente manera: 0,021 % para el pozo A y 0,019 % para el pozo B. para el pozo C no pudo ser analizado este elementos debido a problemas técnicos. Por otro lado, el hierro es un elemento que puede asociarse con los minerales de arcilla, con los oxi-hidroxidos, con los sulfuros y con los carbonatos (Siderita). En este caso particular de los pozos estudiados debido a la alta correlación positiva existente entre este elemento y los presentados anteriormente, se infiere que el hierro está asociado a las fases minerales de las arcillas. Así como también posee alta correlación con el azufre, lo que también

indica presencia de pirita (ver distribución de azufre) en estas secuencias. En la figura 31 puede apreciarse la relación existente entre este grupo de elementos gobernados por un mismo proceso.

Para el caso del **sílice** este elemento no pudo encontrarse dentro del análisis estadístico ya que debido a su baja concentración no fue detectado en más del 25 % de las muestras, por lo tanto es muy poca la información que se puede obtener de tal serie de datos. No obstante, al realizar el gráfico de dispersión de este elemento frente al aluminio, se evidencia la clara correlación positiva que existe entre estos dos elementos, lo que desde el punto de vista geoquímico es algo común, debido a que ambos elementos se asocian al mismo proceso. Los valores medios de SiO_2 fueron los siguientes: 0,285 % para el pozo A y 0,218 para el pozo B, lo que evidencia el desarrollo de la plataforma carbonática marina.

4.1.3 Azufre

Los valores hallados para esta especie expresada como SO_3 son menores al 0,1 % en la mayoría de las muestras para los pozos analizados (A y B). En el caso del pozo A la concentración media de esta especie fue de 0,029 %; mientras que para el pozo B la concentración media fue de 0,036 %. El Azufre posee una correlación positiva con el hierro reflejado por un valor de coeficiente de correlación de Pearson de 0,8918 y 0,8365 respectivamente para los dos pozos, en la figura 30 se puede apreciar la correlación existente entre estos dos elementos para los pozos analizados, lo que indica que estos elementos posiblemente estén asociados a la fase mineral pirita; no obstante existe una pequeña dispersión de los datos debido a posibles contaminación con lodos de perforación (BaSO_4), los cuales incorporaron parte del azufre a algunas muestras reflejadas por anomalías en este elemento y el contenido de bario (ver apéndice I).

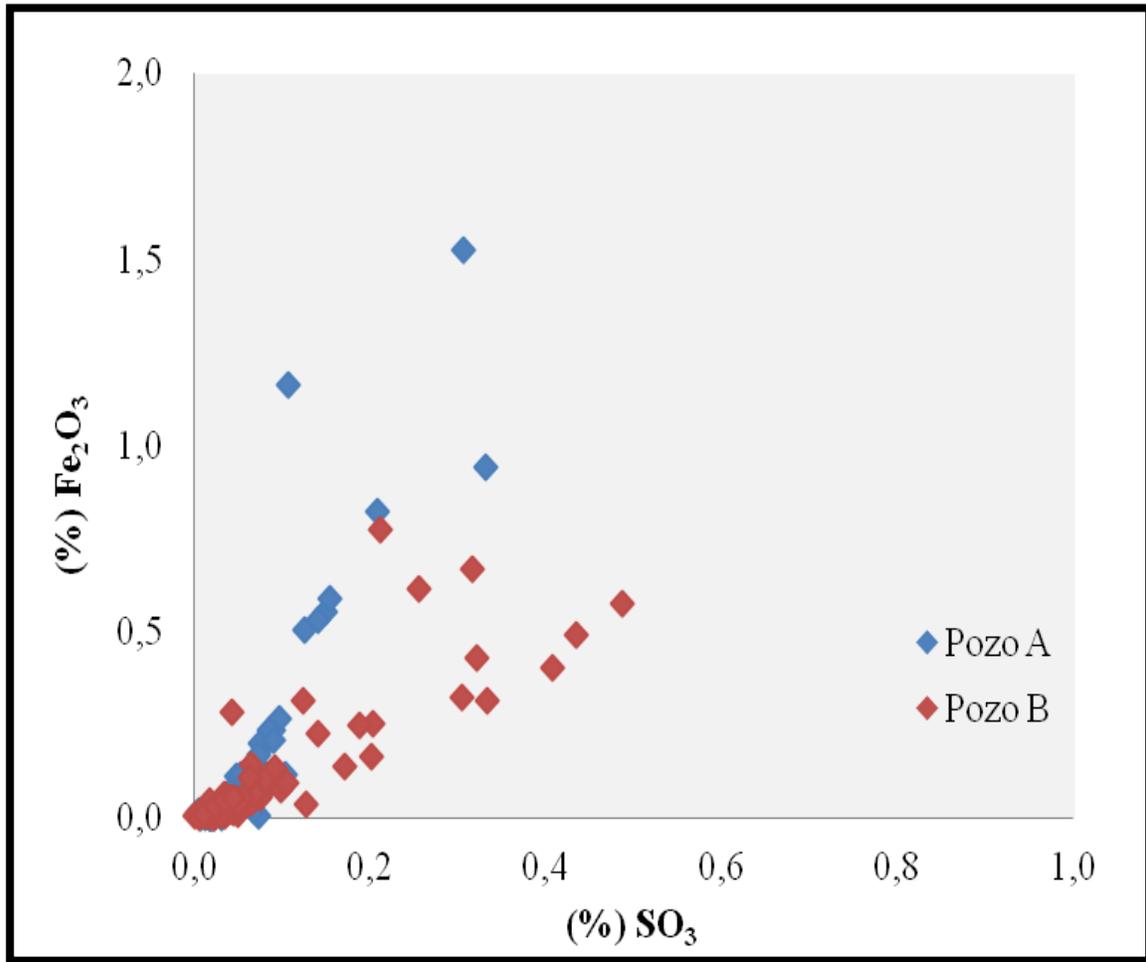


Figura 30. Gráfico de dispersión de Fe₂O₃ con respecto al SO₃.

4.1.4 P₂O₅

El contenido de fósforo (expresada como P₂O₅) en las muestras analizadas en los pozos A y B es menor a 0,3 %. Estas secuencias carbonáticas presentan un bajo contenido en este elemento expresado por una concentración media para el pozo A de 0,056 %, mientras que para el pozo B la concentración media fue de 0,057 %.

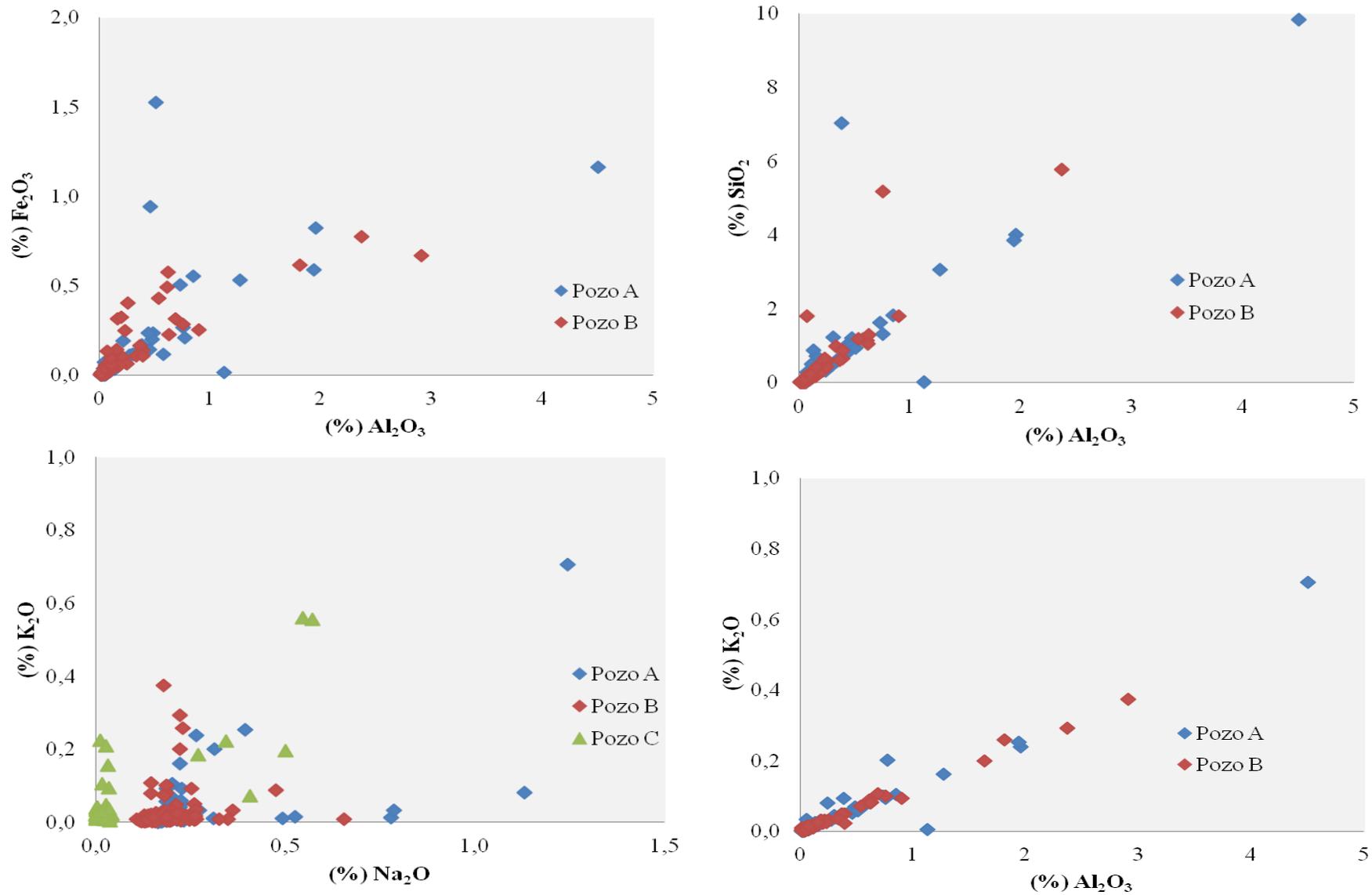


Figura 31. Diagramas de dispersión de las especies Fe_2O_3 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O y SiO_2 para los tres pozos estudiados.

Este elemento presenta una correlación positiva con el aluminio (ver apéndice II), esto se aprecia en la figura 32 donde se presentan los gráficos de dispersión de fósforo con respecto al mismo. Esta correlación puede estar relacionada a los eventos de inundación o profundización de la plataforma carbonática, en donde este proceso propicia la proliferación de organismos debido a la dinámica de nutrientes en el sistema de sedimentación, lo que induce a una alta producción de organismos (alta correlación con el Zn).

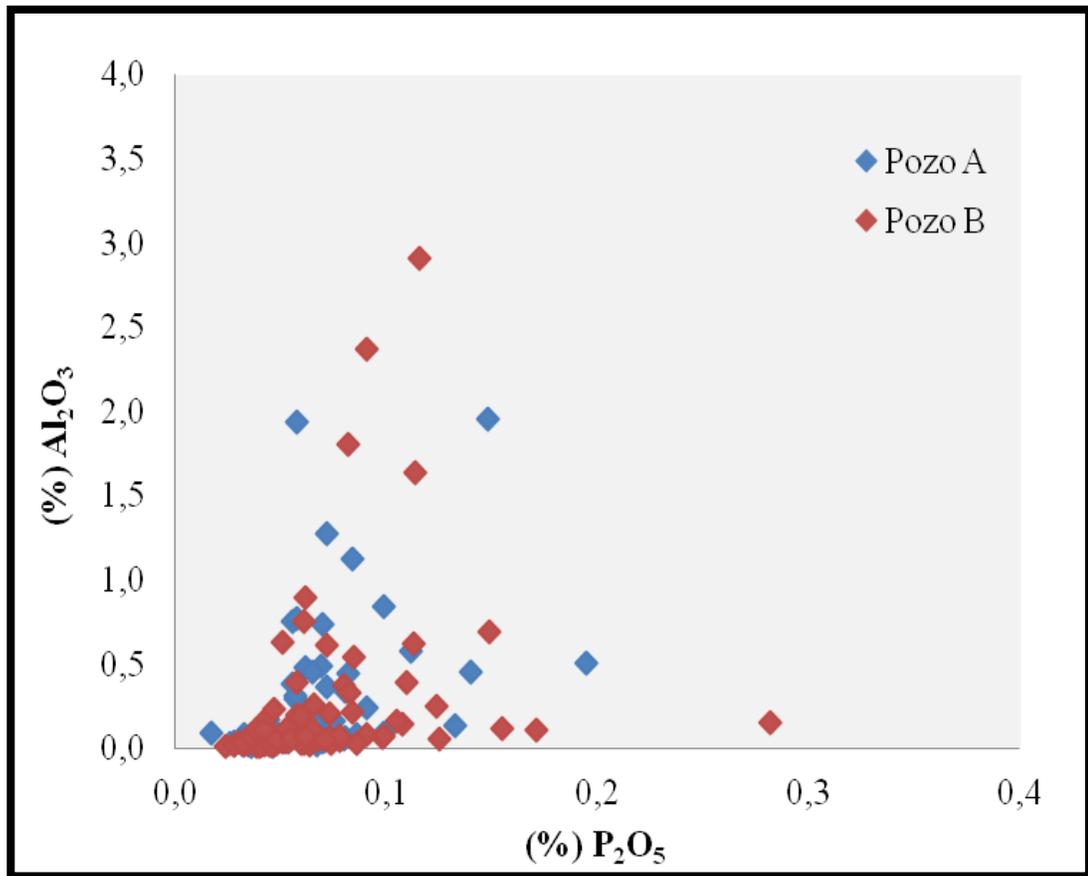


Figura 32. Gráfico de dispersión de Al₂O₃ con respecto al P₂O₅.

4.2 Análisis de difracción de rayos X

El análisis de difracción de rayos X fue realizado de manera cualitativa y cuantitativa. En la figura 33 se muestra un difractograma donde se aprecia los picos de la mayoría de los minerales presentes en todas las muestras, donde la mineralogía presente en ellas en orden de abundancia fue calcita, dolomita, minerales de arcilla, cuarzo y por ultimo pirita (en algunas de las muestras).

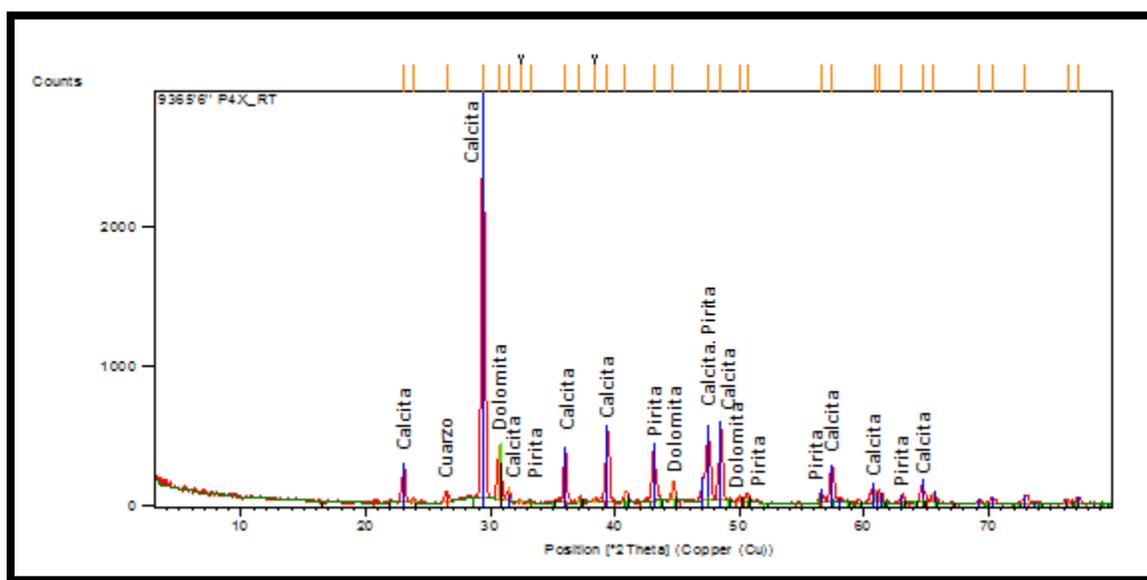


Figura 33. Difractograma obtenido para una muestra con profundidad de 9365,50 pies para el pozo C.

En la tabla 7 se muestra de manera resumida los valores cuantitativos obtenidos para los pozos A y B por Bolla *et al.*, (2010 y 2012) y el pozo C datos productos de este trabajo de investigación. Se muestra los valores de la mediana, la desviación estándar y los valores mínimos y máximos; las tablas completas con todos los datos pertenecientes a todas las muestras se muestran en el apéndice III. Estos resultados cuantitativos de difracción de rayos X poseen un alto grado de error debido a una cantidad grande de variables (Azar, 2015) que dependen de cada fase mineral, además de la naturaleza de la muestra al ser sólido conlleva un error de reproducibilidad.

Tabla 7. Porcentaje medio de los minerales presentes en las muestras correspondientes a los pozos A, B y C. N.D: no detectado.

Pozo A

Mineral	Calcita	Dolomita	Cuarzo	K-feldespatos	Plagioclasa	Min. Arcilla	Pirita	Halita	Siderita	Yeso	Rutilo
Mediana	89,5	8,1	0,3	1,6	2,9	2,7	1,8	N.D	0,7	N.D	0,9
Desviación	13,0	11,2	2,3	0,2	0,7	9,5	1,2	N.D	0,2	N.D	0,2
Valor min.	26,9	0,0	0,0	1,3	2,2	0,3	0,5	N.D	0,0	N.D	0,8
Valor max.	98,3	71,0	15,9	1,7	3,6	36,6	4,8	N.D	1,2	N.D	1,2

Pozo B

Mineral	Calcita	Dolomita	Cuarzo	K-feldespatos	Plagioclasa	Min. Arcilla	Pirita	Apatito	Halita	Hematita
Mediana	92,7	6,0	0,2	N.D	N.D	3,0	1,4	0,6	N.D	0,7
Desviación	9,4	9,1	0,4	N.D	N.D	1,5	0,5	0,2	N.D	0,4
Valor min.	48,2	1,0	0,0	N.D	N.D	2,0	1,0	0,0	N.D	0,6
Valor max.	98,4	51,2	2,8	N.D	N.D	5,8	2,4	1,1	N.D	1,6

Pozo C

Mineral	Calcita	Dolomita	Cuarzo	K-feldespatos	Plagioclasa	Min. Arcilla	Siderita	Pirita
Mediana	92,5	5,0	1,0	N.D	N.D	3,0	N.D	1,0
Desviación	9,1	7,9	0,8	N.D	N.D	2,9	N.D	0,6
Valor min.	56,0	1,0	1,0	N.D	N.D	2,0	N.D	1,0
Valor max.	99,0	38,0	4,0	N.D	N.D	16,0	N.D	3,0

A pesar del error asociado a estas medidas cuantitativas mediante DRX, para fines de este estudio quimioestratigráfico lo que es de mayor relevancia es la distribución a lo largo de la columna más que el valor absoluto con respecto a un error asociado, es decir, abundancia o disminución de estos minerales a determinadas alturas estratigráficas. Por ende a pesar de la incertidumbre asociada a estos valores su distribución estratigráfica ayuda a entender los procesos que le dieron origen a estas secuencias carbonáticas

4.2.1 Calcita y Dolomita

La calcita es el mineral más abundante en los tres pozos estudiados. Posee valores superiores a 80 % en casi la totalidad de las muestras pertenecientes a las diferentes secciones. Lo que comprueba lo antes expuesto acerca de lo muy puros que son estas secuencias carbonáticas estudiadas, con muy bajo contenido en minerales siliciclásticos. Los valores medios para las diferentes secciones son los siguientes: 89,5 % para el pozo A, 92,7 % para el pozo B y 92,5 para el pozo C. Este mineral presenta una correlación negativa con la fase mineral Dolomita, lo que indica que la diagénesis en estas secciones esta denotada por el proceso de dolomitización, el cual está dado a partir de la fase minera inicial calcita.

Por otra parte la fase mineral dolomita presenta valores menores al 30 %, con una concentración media para las diferentes secciones estudiadas de 8,1 % para el pozo A, 6,0 % para el pozo B y 5,0 % para el pozo C. Esta distribución inversa a la calcita indica que este mineral no es primario, sino producto del reemplazo del magnesio por el calcio y un re-arreglo estructural. En las figura 40 y 41 se puede apreciar como existe una relación positiva muy alta de la fase mineral calcita con respecto al óxido CaO y de la fase mineral dolomita con respecto al óxido MgO, y a su vez entre ellos poseen una relación negativa bastante alta, confirmando la inferencia anteriormente descrita.

4.2.2 Minerales de Arcilla

Este dato incluye la suma de todas las posibles fases minerales de arcilla que pueden contener las muestras. Esto debido a que la reflectividad del pico de la fase mineral Calcita es muy alta, lo que opaca en la escala de cuentas por segundo la intensidad de los minerales de

arcilla. En este sentido, se puede tomar este dato como la suma de todos los filosilicatos que pueden contener las muestras analizadas, esto se muestra en las figuras (x, x y x, las tres de DRX) en donde los perfiles de minerales de arcillas y la suma de las especies expresada como terrígenos presentan una alta correlación positiva.

Los concentración media para los minerales de arcilla en los diferentes pozos estudiados fue de la siguiente manera: 2,7 % para el pozo A y 3,0 % para los pozos B y C siendo valores bastante bajos comparados con los hallados en las secuencias carbonáticas de Venezuela como la Fm. La Luna (Soto, 2007). Existen valores altos de tales fases minerales, los cuales corresponden con los eventos de inundación antes mencionados, los cuales están marcados por una pequeña sedimentación de minerales aluminosilicatados.

4.2.3 Cuarzo

Esta fase mineral es bastante escasa en estas secciones estudiadas con valores menores a 2 % en la mayoría de las muestras, lo que indica un poco aporte de este mineral del continente a la plataforma carbonática. Los valores medios para las diferentes secciones fue de la siguiente manera 0,3 % para el pozo A, 0,2 % para el pozo B y 1 % para el pozo C. Debido a los valores tan bajos reportados para este mineral no fue graficado debido a la poca información que puede aportar.

4.2.4 Pirita

Esta fase mineral está relacionada a condiciones de fugacidad de oxígeno bastante bajas. Debe existir la fase libre de sulfuro expresada como H_2S para que el hierro (II) presente en la interfase de agua sedimento o pocos metros dentro de los mismos se asocie a este sulfuro libre y logre precipitar como la fase mineral pirita. Este mineral a pesar de presentarse en poca proporción en las secciones estudiadas, existen niveles estratigráficos en donde esta fase mineral aumenta su abundancia indicando condiciones más anóxicas que el resto de las zonas adyacentes. Los valores medios para los tres pozos estudiados fue de la siguiente manera: 1,8 % para el pozo A, 1,4 % para el pozo B y 1,0 % para el pozo C.

4.3 Isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en roca total

Estas variables fueron medidas para el pozo A por Bolla *et al.*, 2010 y Ortega *et al.*, 2013, mientras que para el pozo B los resultados son tomados de Bolla *et al.*, 2012. Para el caso del pozo C los valores presentados son el resultado del presente trabajo de investigación, los cuales se analizaron un total de 50 muestras en el Laboratorio de Isótopos Estables de PDVSA-INTEVEP. En la tabla 8 se muestran los resultados resumidos pertenecientes a los tres pozos objeto de estudio de este trabajo.

Los valores isotópicos medios hallados para las diferentes secciones estudiadas fueron los siguientes: 0,22 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ y -3,05 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ para el pozo A, 0,28 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ y -3,09 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ para el pozo B y 0,36 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ y -3,4 para el pozo C. Estos valores son consistentes en los tres pozos lo que refleja la uniformidad y consistencia en este sistema de estudio, es decir, tales secciones corresponden a un mismo sistema bajo el cual fue sedimentada tal plataforma carbonática.

Tales valores reportados en este trabajo coinciden con los valores de estos isótopos reportados en la literatura para carbonatos marinos (Xianghui *et al.*, 2013), por otro lado estos valores presentan excursiones positivas en el isótopo de $\delta^{18}\text{O}$ comparadas con las presentadas por Soto, 2007 en la Fm. La Luna, esto indica que los valores isotópicos de las aguas en el Oligoceno y Mioceno estaban un poco más enriquecida en el isótopo más pesado.

Tabla 8. Resultados medios de los valores de isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en roca total reportados en función del patrón VPDB.

Pozo	Pozo A		Pozo B		Pozo C	
	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Mediana	0,22	-3,05	0,28	-3,09	0,36	-3,4
Desviación	0,40	0,73	0,38	0,90	0,42	1,0
Valor min.	-0,51	-4,60	-1,39	-5,14	-1,11	-5,0
Valor max.	1,10	-0,90	0,87	-0,72	0,81	-0,9

4.4 Isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en el foraminífero béntico *Amphistegina*

La *Amphistegina* es un foraminífero bentónico grande de pared calcárea, con concha troco-espiral, casi planiespiral, que habitan desde el Eoceno hasta la actualidad, en profundidades de 0 a 130m. (Murray, 2006). Están adaptadas a condiciones de alta energía, sin embargo, también se encuentra en arenas sin lodos en las zonas de algas marinas o algas coralinas y en las zonas arrecifales hasta una profundidad de 35m. Aunque las conchas pueden alcanzar grandes profundidades, está reportado principalmente entre 5-20m. Son más aplanadas y de paredes finas cuando aumenta la profundidad de agua y disminuye la intensidad de luz. El intervalo de temperatura en el cual este foraminífero vive esta entre 14 y 34 °C, siendo más abundante en temperaturas superiores a los 17 °C (Beavington and Racey, 2004).

Se logró realizar la medición isotópica en 12 muestras para los pozos A y C, mientras que para el pozo B se lograron analizar con éxito 11 muestras. En la figura 34 se muestra el foraminífero utilizado diferenciado por las dos especies que se lograron reconocer. A partir de los valores hallados para este foraminífero bentónico se lograron calcular las paleotemperaturas asociadas al Oligoceno Tardío y al Mioceno Temprano. Esta temperatura fue calculada con la fórmula planteada por Katz *et al.*, 2010 y Grossman, 2012 (ver apartado 2.4.4). El procedimiento seguido para el cálculo de esta variable se encuentra en el apéndice VI. Estas temperaturas calculadas corresponden a una estimación debido a que existe un término dentro de la fórmula usada ($\delta_{\text{H}_2\text{O}}$) que se refiere a la composición isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ del agua en el cual el foraminífero realizó su ciclo biológico. Tal variable es imposible medirla para este caso por lo que se utilizó una aproximación de la composición del $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas actuales, la cual depende de la temperatura y por consiguiente de la latitud (Grossman, 2012).

En la tabla 9 se muestran los resultados resumidos tanto para los valores isotópicos obtenidos para las muestras como las temperaturas calculadas a partir de los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$. Los valores hallados para el $\delta^{18}\text{O}$ oscilaron entre -5,7 y -2,5 ‰ con una mediana de -3,9 ‰ para el pozo A; para el pozo B los valores variaron entre -5,1 y -1,3 ‰ con una mediana de -3,6 ‰ y en el caso del pozo C los valores hallados oscilaron entre -5,8 y -2,1 ‰ presentando una

mediana de -4,5 ‰. Estos valores hallados para el $\delta^{18}\text{O}$ concuerdan a los hallados por Bard *et al.*, en el 2008 en el mismo foraminífero bentónico.

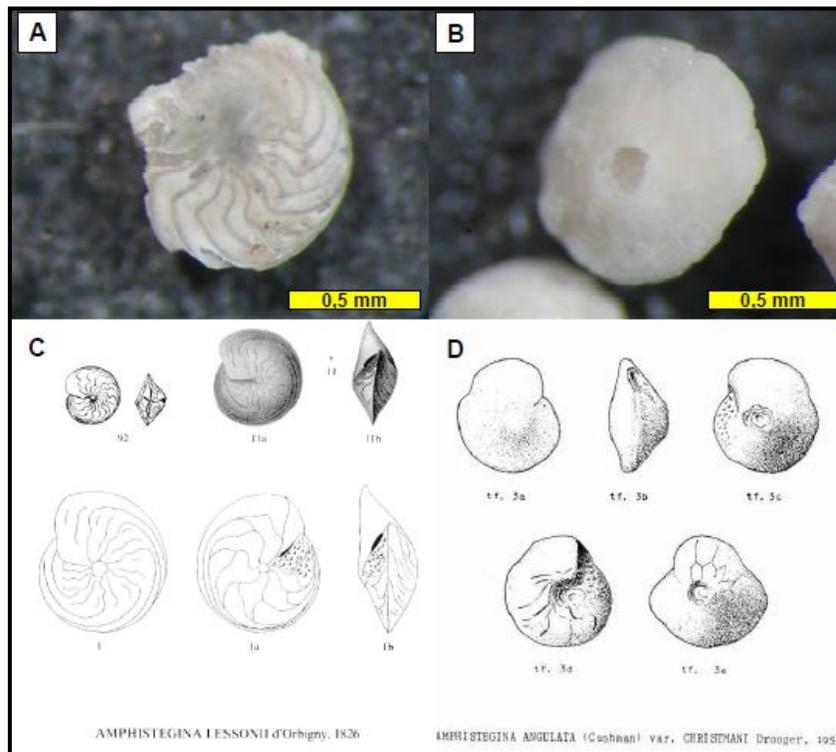


Figura 34. Especímenes de *Amphistegina lessonii* (A y C) y *Amphistegina angulata* (B y D) identificados y recolectados en este estudio.

Por otro lado los valores reportados para $\delta^{13}\text{C}$ oscilaron entre -0,49 y 0,71 ‰ con una mediana de 0,31 ‰ para el pozo A; 0,07 y 0,58 ‰ para el pozo B con una mediana de 0,32 ‰ y en el caso del pozo C los valores variaron entre -1,10 y 0,93 ‰ presentando una mediana de 0,31‰, tales valores se hallan en el rango de los presentados por Katz *et al.*, 2010 para este periodo de tiempo.

En el caso de las temperaturas los resultados de hallados para el pozo A variaron de 29,2 a 38,7 °C con una mediana de 33,6 °C; para el pozo B las temperaturas oscilaron entre 24,9 y 37,1 °C presentando una mediana de 32,8 °C y para el caso del pozo C tales temperaturas variaron entre 27,8 y 38,8 °C con una mediana de 35,4 °C. Los valores de temperatura hallados para este

estudio son un poco mayores a los hallados por Bard *et al.*, 2008 para el mismo fósil; la diferencia es que estos autores trabajaron con condiciones controladas, tomando la especie aún con vida y permitiendo que este desarrollara su ciclo biológico bajo estas condiciones en el laboratorio. A pesar de ello, esta diferencia mencionada no es tan amplia partiendo del hecho de que se trabajó con especímenes de hace 25 millones de años, en los cuales los procesos geológicos pudieron alterar un poco la firma isotópica original. Estas temperaturas halladas son una aproximación a las reales debido a la asunción del factor de δ_{H_2O} y de la alteración que ha sufrido la firma isotópica original por procesos diagenéticos.

Tabla 9. Resultados resumidos hallados a partir del foraminífero *Amphistegina* para los tres pozos estudiados para $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ y T (°C).

Pozo	Pozo A			Pozo B			Pozo C		
Variable	$\delta^{13}C$ ‰	$\delta^{18}O$ ‰	T (°C)	$\delta^{13}C$ ‰	$\delta^{18}O$ ‰	T (°C)	$\delta^{13}C$ ‰	$\delta^{18}O$ ‰	T (°C)
Mediana	0,31	-3,9	33,6	0,32	-3,6	32,8	0,31	-4,5	35,4
Desviación	0,36	1,1	3,2	0,20	1,2	3,9	0,49	1,0	2,9
Valor min.	-0,49	-5,7	29,2	-0,07	-5,1	24,9	-1,10	-5,8	27,8
Valor max.	0,71	-2,5	38,7	0,58	-1,3	37,1	0,93	-2,1	38,8

5 INTERPRETACION DE RESULTADOS

5.1 Determinación de quimiozonas

Con base en los resultados obtenidos de los diferentes análisis realizados (elementos mayoritarios y traza, mineralogía y análisis isotópico) se presenta el análisis quimioestratigráfico llevado a cabo para las diferentes secciones, el cual está básicamente caracterizado por los perfiles de las variables halladas.

5.1.1 Correlaciones elementales

Inicialmente se describieron los resultados utilizando las relaciones bivariantes existentes entre cada una de las variables (mayoritarios), mediante el coeficiente de correlación de Pearson para los tres pozos estudiados. Pero debido a la gran cantidad de variables y número de individuos (cantidad de muestras) este análisis se hace insuficiente para lograr hallar relaciones y tendencias geoquímicas entre el gran número de variables, es por ello que se procedió a realizar un análisis estadístico un poco más complejo denominado análisis multivariado. De las diferentes técnicas estadísticas encontradas en la literatura se realizó un análisis de factores (AF) de la misma manera como lo realizó Garban en el 2010.

El procedimiento estadístico previo realizado para llevar a cabo el análisis de factores así como los valores de los factores obtenidos se encuentra en el apéndice IX. Este análisis estadístico se realizó para el pozo A, el cual posee mayor número de variables químicas.

Para este pozo se generaron tres factores los cuales explican un total de la varianza de 14,85 %, siendo éste un valor bastante bajo dentro de lo que corresponde la varianza total de los datos. En este caso lo relevante está representado por las asociaciones geoquímicas que se logran observar mediante el AF, lo cual permite inferir que procesos están gobernando las secuencias estudiadas. El primer factor (7,65 % de la explicación de la varianza) representa los procesos de acumulación de elementos terrígenos, redox-sensibles y acumulación de fosfatos; en donde se agrupan los siguientes elementos (en orden de peso dentro del factor): **Al₂O₃-K₂O-SO₃-Fe₂O₃-Zn-P₂O₅-Y-Ni-Rb-Cr-Mn-Na₂O-Se** y con un menor peso el **Mo**. El segundo factor (4,48 % de

la explicación de la varianza) representa la sedimentación y procesos carbonáticos, donde se agrupan los siguientes elementos de acuerdo a su peso dentro del factor: **CaO-Sr-Ce** y en menor peso el Ba; dentro del mismo factor con un alto peso pero con signo contrario se encuentra el **MgO**, lo que indica que este elemento posee una alta correlación negativa con el grupo anteriormente nombrado. El último factor (2,73 % de la explicación de la varianza) está representado por la acumulación de **U-V** y con menor peso el Co, el cual se deba posiblemente a la materia orgánica.

Para el caso del pozo C se realizó una matriz de correlación utilizando la hoja de cálculo *EXCEL*, debido a que posee poca cantidad de variables químicas. En el apéndice II son mostrados los resultados de este análisis en donde se pudo asociar en un solo grupo que abarca las siguientes especies químicas **K₂O-Na₂O-Sc-Ti-V-Co-Ni-Zn** y en menor relación el Mn. Este grupo de elementos al igual que el pozo A está relacionado a varios procesos geoquímicos que están asociados a similares eventos dentro de la columna estratigráfica y por lo tanto dentro del mismo tiempo geológico.

Por lo tanto ya visto que la relación que poseen los elementos tanto mayoritarios como traza dentro de las diferentes secciones estudiadas (pozos A, B y C), se asocian a varios procesos que ocurren al mismo tiempo a lo largo de las diferentes secciones estudiadas; se infiere que los procesos que dieron origen a este sistema de carbonatos marinos, a pesar de la distancia que posee cada pozo con respecto al otro (~5 Km), fueron los mismos, los cuales se infiere que están asociados principalmente a eventos de transgresión y somerizaciones.

5.1.1.1 Distribución de terrígenos en el pozo A

A pesar de que para el pozo A, el primer factor incluye tres procesos geoquímicos que están correlacionados, se realizaron perfiles quimioestratigráficos de los elementos separados por los procesos que cada grupo indica, es decir, en la figura 35 se puede apreciar la distribución elemental en función de la columna estratigráfica de las especies Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , Mn, Rb y una curva denominada terrígenos, la cual es la suma de los elementos que se encuentran en porcentaje dentro de este gráfico.

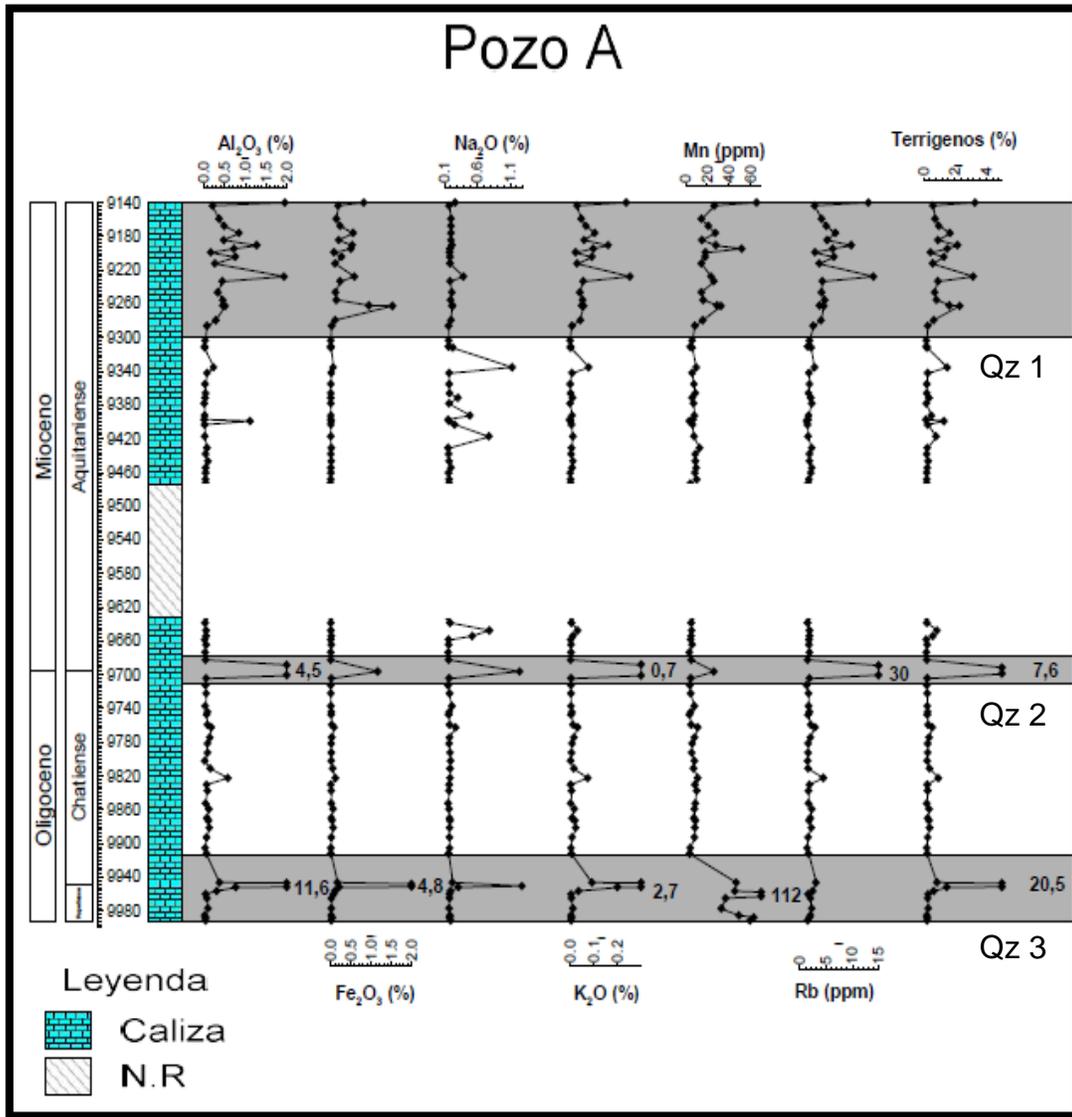


Figura 35. Perfiles quimioestratigráficos de las especies Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O₃, K₂O, Mn, Rb y terrígenos para el pozo A.

Las edades de las secuencias estudiadas fueron realizada con base en estudios bioestratigráficos realizados por Vanegas *et al.*, 2011. De la misma manera, Ortega *et al.*, 2013 realizaron un estudio sedimentológico donde logran identificar dos macro unidades informales denominadas Unidad Carbonática “IN SITU” (UCI) hacia la base de la secuencia y Unidad Carbonática “Resedimentada” (UCR) hacia el tope de la misma (apartado 2.7).

Con base en la distribución estratigráfica de los elementos denominados terrígenos se logra apreciar de manera visual, tres quimiozonas bien definidas por un aumento en las concentraciones elementales; las cuales están íntimamente ligadas a las facies propuestas por Ortega *et al.*, 2013. La primera quimiozona (Qz 1) está delimitada por la siguiente profundidad 9140-9300, la cual corresponde con la unidad informal llamada Unidad Carbonática Resedimentada (UCR).

La segunda quimiozona (Qz 2) está enmarcada junto con la tercera quimiozona (Qz 3) dentro de la Unidad Carbonática “IN SITU” (UCI). La Qz 2 se encuentra asociada a una superficie de inundación reconocida por Ortega *et al.*, 2013, en donde el nivel del mar aumentó e inhibió la sedimentación carbonática, permitiendo así el desarrollo de una pequeña capa de lutita la cual presenta escasos milímetros de espesor. Este evento marcó el límite Oligoceno-Mioceno en estas secuencias sedimentarias. De la misma manera, la Qz 3 esta denotada por un aumento brusco en estos elementos denominados como terrígenos. En este caso, Ortega *et al.*, (2013) establecen que esta sección estratigráfica (Qz 3) corresponde con una zona de máxima regresión que marcó el límite entre el Chattense y el Rupeliense hace aproximadamente 28,1 millones de años.

Las quimiozonas propuestas son basadas en el claro aumento de las concentraciones de las especies químicas analizadas. Por otro lado, las zonas adyacentes a estas quimiozonas presentan un comportamiento elemental muy monótono hacia valores bajos, es por ello que en la nomenclatura utilizada no se denotó tales alturas estratigráficas como quimiozonas. Las concentraciones de estos elementos en general son bajas a excepción de los pulsos de aumento o disminución del nivel del mar en donde la sedimentación carbonática es perturbada y el aporte de estos elementos aumentan

Para corroborar los eventos transgresivos (Qz 1 y 2) se realizó una curva de planctónicos/bentónicos, donde los datos bioestratigráficos corresponden al trabajo de (Vanegas *et al.*, 2015) y los perfiles quimioestratigráficos de los elementos asociados a la paleo-productividad como lo son el Zn y el Ba donde se puede apreciar que existe una alta correlación entre estas variables nombradas anteriormente (figura 36). La relación planctónicos/bentónicos ha sido utilizada para denotar aumentos y disminución en el nivel del mar (Báldi, 2005, Jones, 2014), ya que cuando existe aumento en el nivel del mar la dinámica de nutrientes se activa y permite una alta producción en la biota correspondiente, aumentando así la relación de foraminíferos planctónicos/bentónicos. Por otro, lado la presencia de la fase mineral pirita (figura 41) indica condiciones redox del ambiente de sedimentación mas anóxicas, permitiendo inferir zonas de mayor profundidad.

En el caso de la quimiozona 3, la cual está caracterizada por ser una superficie de exposición (Ortega *et al.*, 2013), presenta un claro aumento en la fase mineral pirita y a su vez aumento en la concentración de hierro y azufre. Estos dos procesos no presentan una correlación geoquímica clara debido a que si la secuencia fue expuesta a una somerización en esta sección estratigráfica, las condiciones redox del ambiente de sedimentación no permitirían la precipitación de esta fase mineral (alta penetración de O₂).

En la figura 36 es clara la relación inversa entre los procesos geoquímicos marcados aquí. El aumento de terrígenos asociados al aumento en el nivel del mar (zonas de profundización), el cual es soportado por el aumento en la relación planctónicos/bentónicos y los elementos Zn y Ba para las Qz 1 y 2. En el caso de la Qz 3 la relación también es inversa, pero en este caso referido a una somerización que produjo flujo de fases detríticas provenientes del continente. El desarrollo de los carbonatos representado por el perfil de CaO disminuye, ya que son procesos geoquímicos que poseen condiciones diferentes. Tal aumento o disminución en el nivel del mar afecta la rampa carbonática, de tal manera que durante ese periodo la plataforma carbonática es perturbada, debido al cambio de ambiente y temperaturas que claramente cambian la dinámica de los elementos químicos (nutrientes) desarrollándose otro tipo de ambiente más nerítico o más superficial respectivamente.

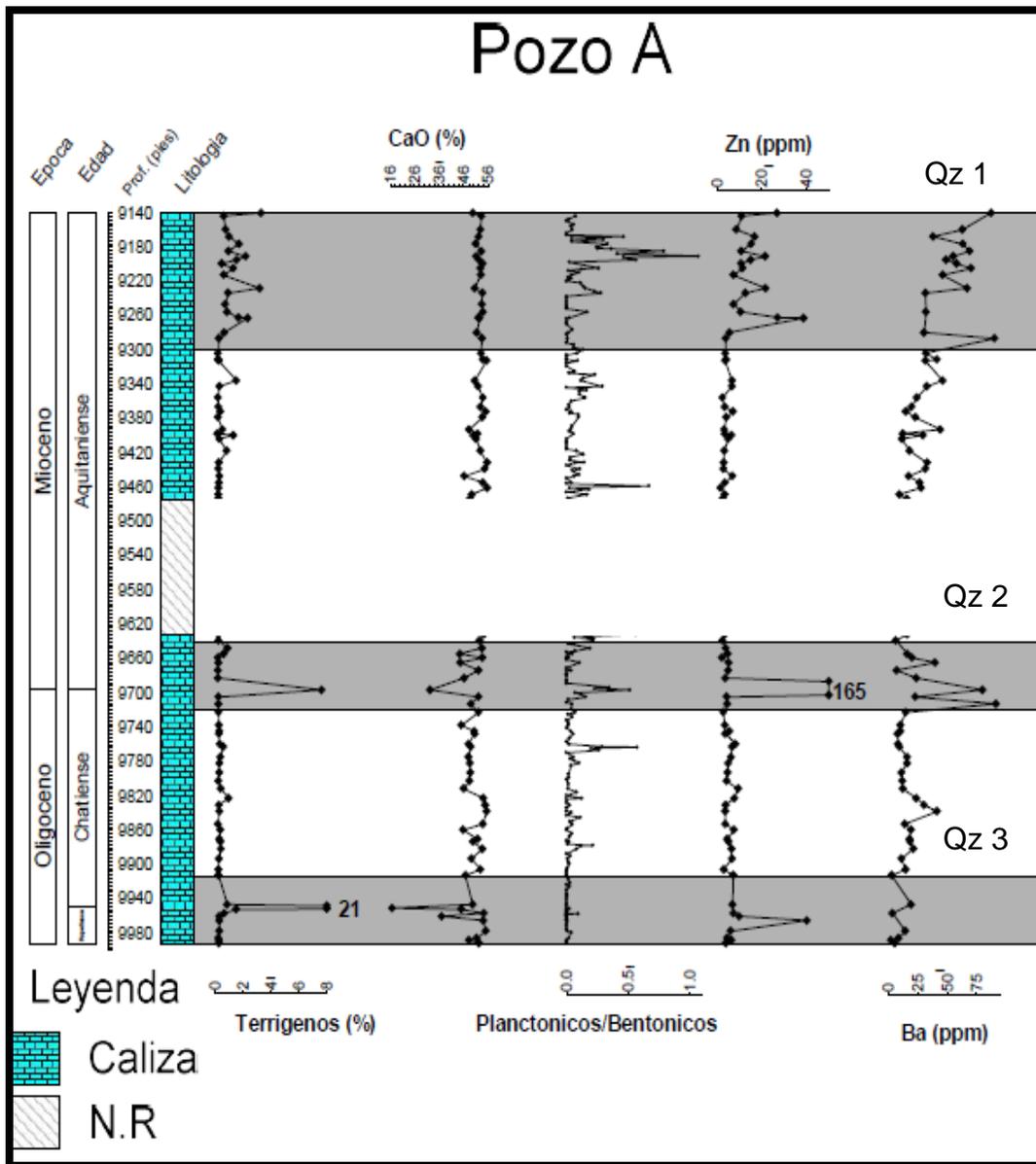


Figura 36. Distribución a lo largo de la columna estratigráfica de terrígenos (%), CaO, Planctónicos/Bentónicos, Zn y Ba para el pozo A.

5.1.1.2 Distribución de elementos redox-sensibles del pozo A

De la misma manera que se separó los elementos asociados a fases de aluminosilicatos como lo son los denotados como terrígenos, se procedió a graficar los elementos asociados a cambios en las condiciones redox (redox-sensibles), a pesar de que el AF los englobó todos en un mismo factor. En la figura 37 se muestran los perfiles quimioestratigráficos de las especies P_2O_5 , SO_3 , Ni, Cu, Zn, Se, Y y Mo. En ella también fueron caracterizadas tres quimiozonas, las cuales coinciden con las alturas estratigráficas de las quimiozonas marcadas para los terrígenos, esto permite inferir que ambos procesos están íntimamente ligados, es decir, cuando existe un aumento en el nivel del mar (zonas de inundación) existe una acumulación de aluminosilicatos y a su vez este evento de inundación propicia a cambios en la fugacidad de oxígeno, disminuyéndola de manera tal que los elementos sensibles a estos cambios pueden ser enriquecidos (quimiozonas 1 y 2).

Así mismo la dinámica de los nutrientes se ve favorecida, esto se infiere debido al aumento en el contenido de fósforo e itrio y elementos asociados a paleo-productividad como lo es el Zn. Es por ello que estos procesos geoquímicos en este caso particular de estudio están correlacionados de manera positiva, mientras que ellos a su vez se correlacionan negativamente con el proceso de desarrollo de los carbonatos.

Hacia la base de la secuencia (límite Chattiense- Rupeliense) el comportamiento de estos elementos no exhibe un aumento claro. Este comportamiento en la quimiozona 3 está referido a dos posibles hechos; que las condiciones redox fueron más óxicas debido a la somerización que marca esta sección, y que las muestras que exhiben un claro aumento en los mayoritarios (en esta misma sección) no poseen información del comportamiento de los elementos traza y por ende no se logra apreciar en el perfil.

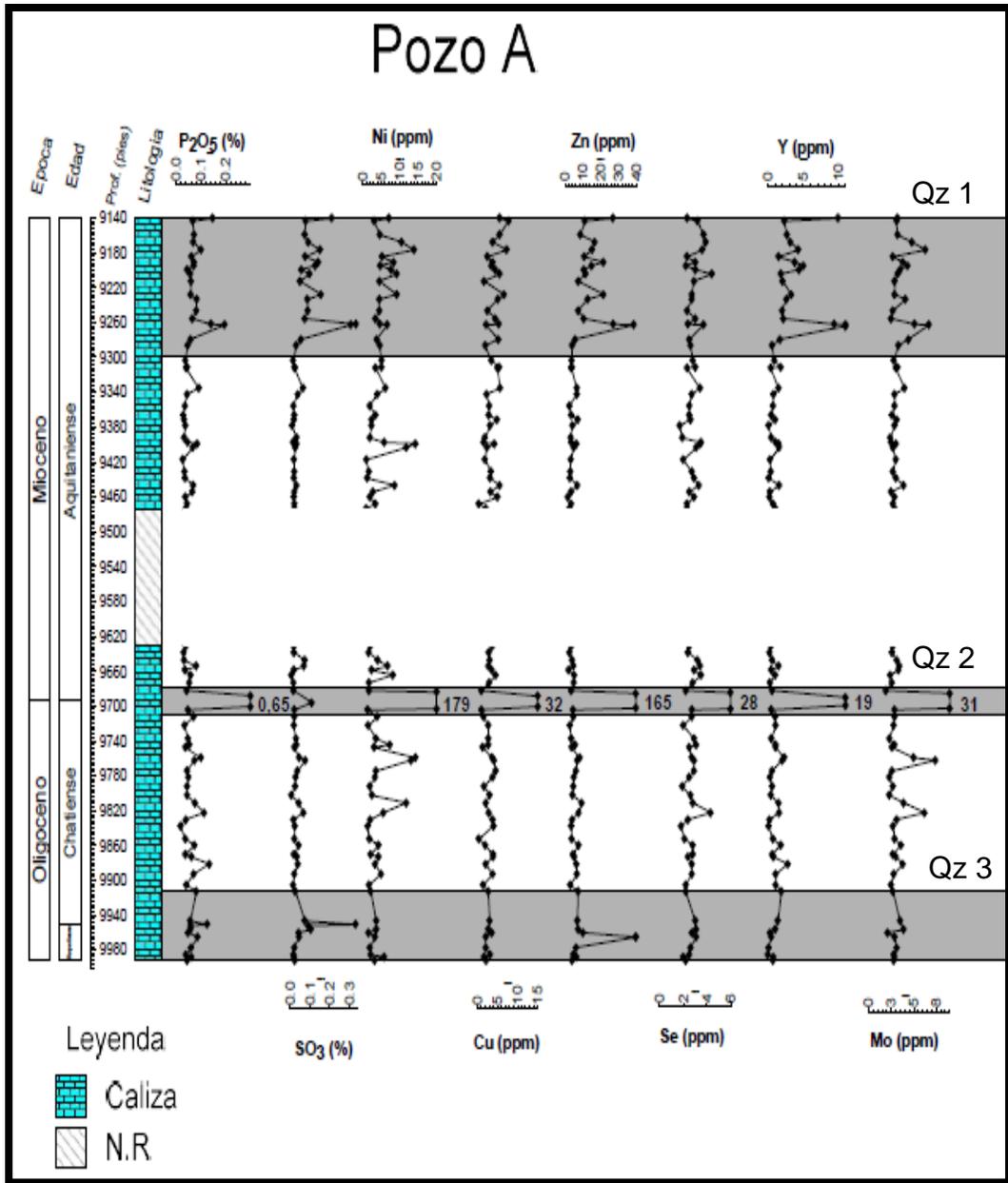


Figura 37. Perfiles quimioestratigráficos de las especies P₂O₅, SO₃, Ni, Cu, Zn, Se, Y y Mo para el pozo A.

5.1.1.3 Distribución de terrígenos para el pozo C

Con respecto al pozo C aunque la matriz de correlación englobó en un solo grupo ambos procesos, se separaron a la hora de graficar los perfiles. En este caso para este pozo debido a problemas analíticos se pudieron analizar, para Ti y Sc, solo 47 muestras del total de 68 correspondientes al pozo C, es por ello que en la figura 38 se aprecia la distribución de los elementos asociados a los aluminosilicatos como K_2O y el Na_2O y a su vez se presenta la distribución estratigráfica del Sc y el Ti analizado en las 47 muestras, y por último el perfil de Mn.

En esta figura se aprecia la clara correlación de los elementos marcados como terrígenos, pero a la hora de caracterizar en quimiozonas esta sección, solo se apreciaron dos de ellas. La primera claramente referida hacia el tope de la secuencia la cual coincide con la Unidad Carbonática Resedimentada (UCR), la cual está delimitada por una profundidad de 9260-9332 pies, hacia la base de esta quimiozona (siguiendo con la nomenclatura anterior Qz 1) entra en contacto directamente con el Oligoceno, cuando en la sección anterior esta presenta una clara distribución en el Mioceno. La segunda quimiozona (Qz 2) referida al límite oligo-mioceno, no pudo ser detectada para este pozo, lo que da un indicio de una pérdida de la columna o un truncamiento de la misma.

Por otro lado hacia la base de la columna solo se pudo apreciar un aumento marcado en la distribución de Mn, por lo cual se marcó esta quimiozona, la cual corresponde con el límite Chattiense-Rupeliense, de manera no clara con base en la distribución de los terrígenos. A pesar de ello en la figura 38 se aprecia un claro aumento de otros elementos en este límite que corresponde con la tercera quimiozona (Qz 3). Es válido resaltar que las edades de estos pozos están realizadas con base en estudios bioestratigráficos, lo cual coloca en contacto la zona resedimentada con el Oligoceno, lo que permite inferir que existe pérdida de parte de la columna estratigráfica en este pozo.

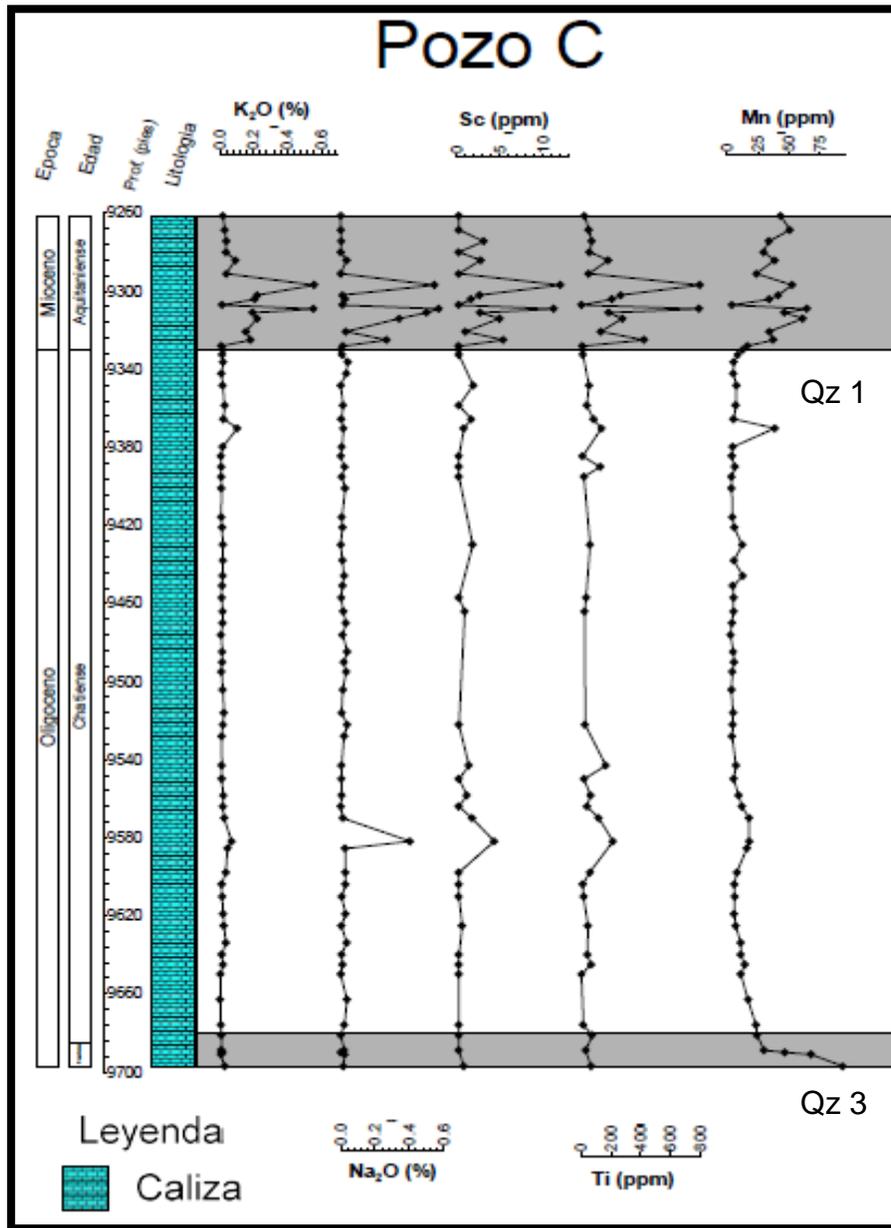


Figura 38. Perfiles quimioestratigráficos para las especies K₂O, Na₂O, Sc, Ti, Mn para el pozo C.

5.1.1.4 Distribución de elementos redox-sensibles para el pozo C

En la figura 39 se presentan la variación estratigráfica de los elementos V, Cr, Co, Ni, Zn y As, asociados a los procesos redox en estas secuencias carbonáticas. De la misma manera que el apartado anterior para estas especies solo se logró delimitar la primera quimiozona (Qz 1) asociada a la Unidad Resedimentada y la tercera quimiozona (Qz 3) asociada al límite Chattiense-Rupeliense. La Qz 3 está mejor registrada por este grupo de elementos donde claramente existe un aumento, asociado a los procesos ya mencionados. Esta Qz 3 está delimitada por la siguiente profundidad 9680-9697 pies.

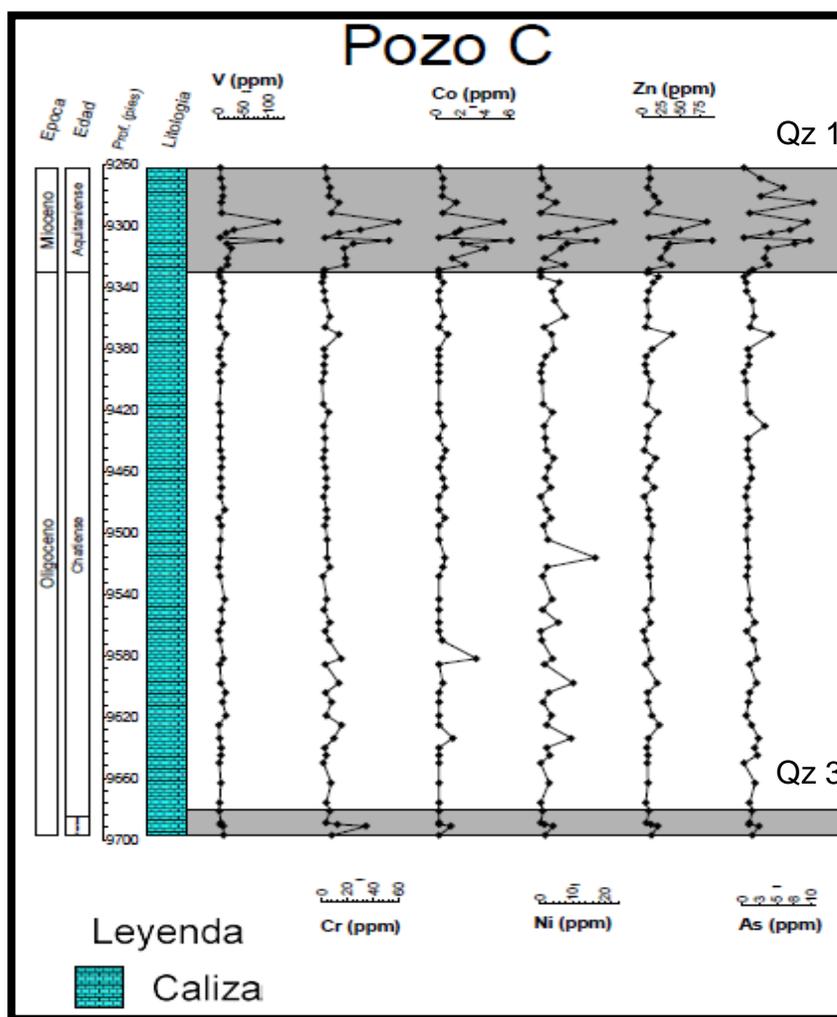


Figura 39. Perfiles quimioestratigráficos para las especies V, Cr, Co, Ni, Zn, As para el pozo C.

5.1.1.5 Distribución de las variables químicas para el pozo B

En el caso de este pozo, al no tener datos correspondientes a los elementos traza, no se llevó a cabo ningún análisis estadístico multivariado, bastó con realizar solo el análisis de correlación de Pearson (ver apéndice II). En la figura 40 se muestra la distribución quimioestratigrafica de las especies Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , K_2O , Terrigenos (%), SO_3 y P_2O_5 , donde claramente se logra apreciar la primera quimiozona (Qz 1) hacia el tope de la secuencia, asociada a la Unidad Resedimentada delimitada por la siguiente profundidad 8830-8970 pies. Esta quimiozona se caracteriza por un aumento progresivo de los elementos tanto los asociados a los aluminosilicatos como los asociados a cambios en las condiciones redox. Es por ello que esta unidad esta denotado por una zona de menor fugacidad de oxígeno donde, se acumularon tales elementos.

La segunda quimiozona (Qz 2) no está claramente definida en esta sección, existe un pequeño aumento en los elementos sodio y fósforo pero no se encuentra asociado a la zona de inundación definido por la lutita característica, lo que permite inferir que Bolla *et al.*, en el 2012 al realizar su estudio no lograron tomar la muestra de esta pequeña lutita asociada al evento de inundación característico el cual marcó este límite Oligoceno-Mioceno o que tal superficie no fue desarrollada en este pozo. A pesar de ello, debido a los objetivos de este trabajo de investigación (correlación) se marcó la altura estratigráfica donde se aprecia esta segunda quimiozona (Qz 2).

Por último, hacia la base de esta sección se aprecia un aumento brusco en los elementos mencionados anteriormente, relacionados con el evento de somerización ya descrito en el pozo A para este límite temporal (Chattiense-Rupeliense) donde existe un aumento en los elementos asociados a los aluminosilicatos, así como también un aumento en las especies SO_3 y P_2O_5 . Esta Qz 3 está delimitada por la siguiente profundidad 9500-9530 pies.

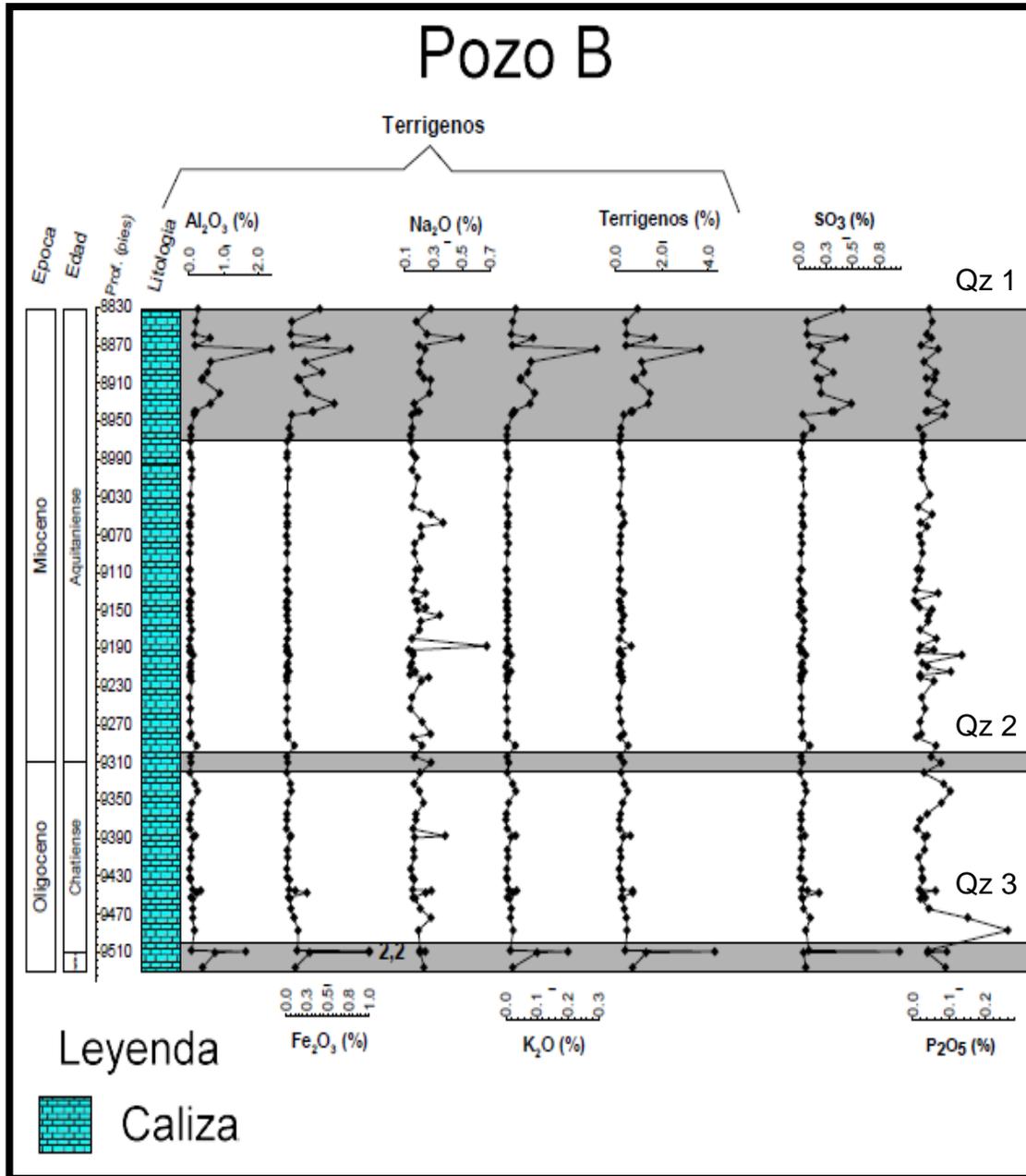


Figura 40. Perfiles quimioestratigráficos para las especies Al₂O₃, Fe₂O₃, Na₂O, K₂O, Terrígenos (%), SO₃ y P₂O₅ para el pozo B.

5.1.1.6 Distribución de los minerales en las distintas secciones estudiadas

En las figuras 41, 42 y 43 se muestran la distribución estratigráfica de los minerales y especies de mayor importancia y abundancia. Los minerales graficados son calcita, dolomita, minerales de arcilla y pirita; así mismo se graficaron algunas especies que guardan estrecha relación con cada uno de las fase minerales como lo son CaO, MgO, terrígenos (%) y el Fe₂O₃. En estos gráficos se puede apreciar las características antes mencionadas para las tres quimiozonas halladas en los tres pozos estudiados.

Como es de esperar existe una correlación positiva entre las fases minerales y sus respectivos elementos asociados, es decir, los óxidos como CaO, MgO y Fe₂O₃ se correlacionan perfectamente con sus minerales pertinentes calcita, dolomita y pirita. Una observación importante es el hecho de que en estos eventos de inundación y somerización donde existe un aumento de los minerales aluminosilicatados también existe un aumento en la dolomitización, es decir, estas variables presentan una correlación positiva.

Según Jiménez (2008), uno de los factores que propicia la dolomitización es la cantidad de minerales de arcilla presente en el sistema. Estos minerales de arcillas pueden catalizar el paso de la fase mineral calcita a la fase mineral dolomita, es por ello que en las secciones estudiadas estas variables presentan una correlación positiva. Es importante destacar que la Qz 1 se caracteriza por presentar poca abundancia de la fase mineral Dolomita, lo que diferencia estas dos unidades caracterizadas por Ortega *et al.*, en el 2013; la Unidad Carbonática “IN SITU” presenta mayor abundancia de esta fase mineral que la Unidad Carbonática Resedimentada, por ende se infiere que esta unidad posee un grado menor de diagénesis que la unidad “IN SITU”.

En la figura 41 se puede apreciar la relación existente entre la abundancia de la pirita con respecto a las demás variables. La abundancia de esta fase mineral coincide con los eventos de inundación descritos anteriormente para las primeras dos quimiozonas (1 y 2). Por otro lado, a pesar de que la quimiozona 3 está marcada por una máxima somerización, esta exhibe un aumento en la concentración de pirita indicando que esta sección estratigráfica presentó menor fugacidad de oxígeno. Por lo tanto estas zonas están asociadas a eventos donde la fugacidad de

oxígeno fue baja y permitió la acumulación de elementos que solo se acumulan en estas condiciones (elementos redox-sensibles).

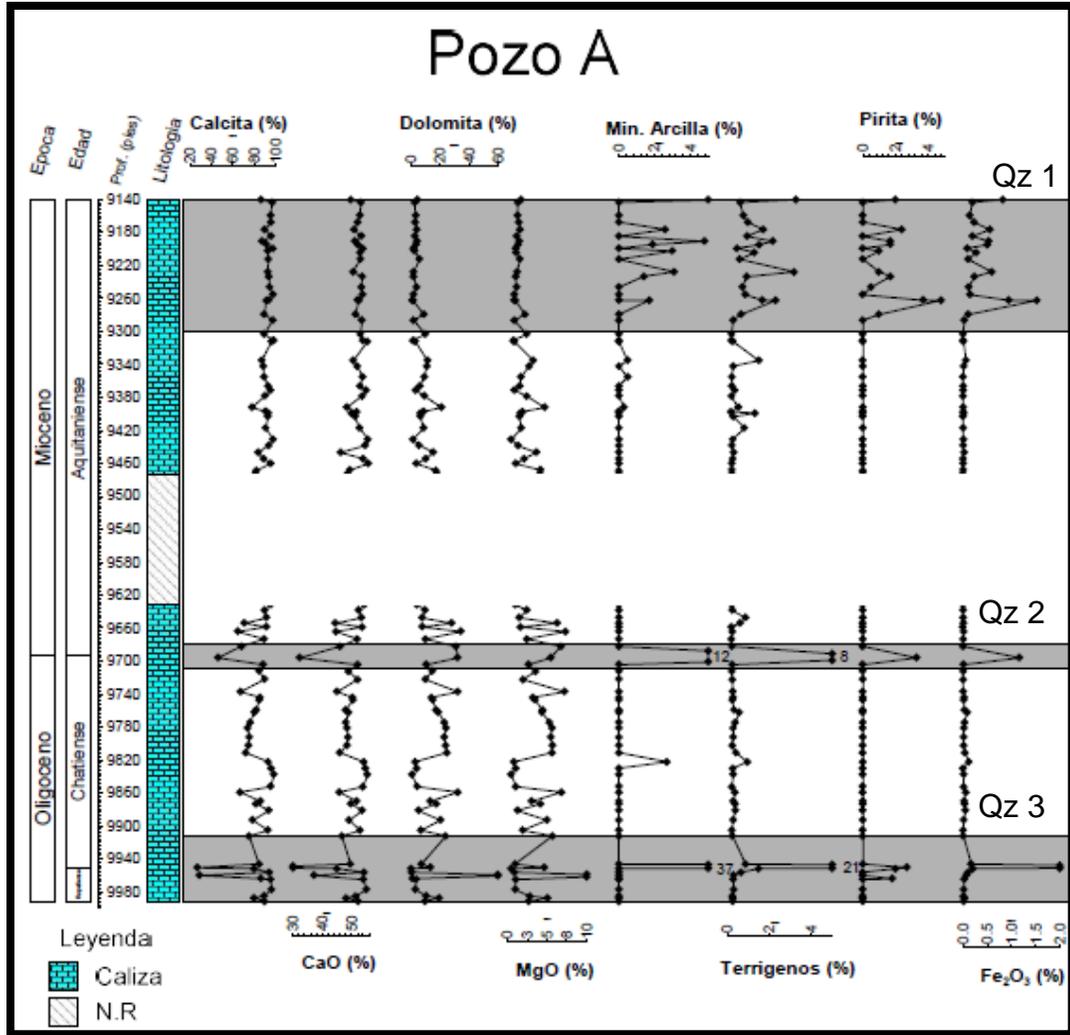


Figura 41. Distribución estratigráfica de las variables Calcita, CaO, Dolomita, Mg, Minerales de arcilla, Terrígenos, Pirita y Fe₂O₃ para el pozo A.

Así mismo, para el pozo B se graficaron en función de la altura estratigráfica los siguientes minerales y especies: calcita, dolomita, pirita, terrígenos (%), CaO y MgO (figura 42). En el caso de este pozo el muestreo realizado hacia la base del mismo fue muy escaso (6 muestras a partir de los 9275 pies) es por ello que esta sección de la columna estratigráfica para este pozo no pudo ser bien caracterizada desde el punto de vista mineralógico. A pesar de ello, se puede apreciar la misma tendencia que el pozo A hacia el tope de la secuencia (Qz 1), donde existe un aumento de especies de aluminosilicatos y un descenso en la abundancia de la fase mineral dolomita, a su vez la especie MgO presenta un descenso debido a que su acumulación depende de la precipitación de esta fase mineral.

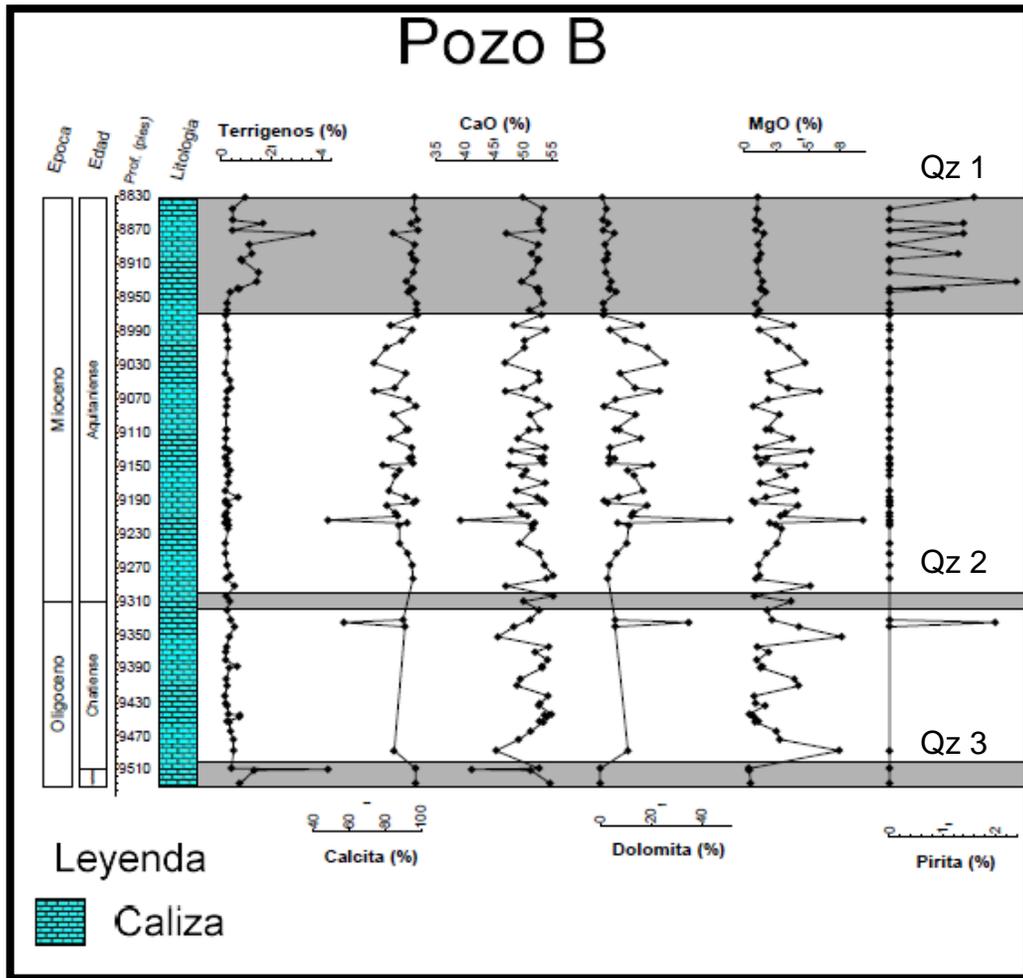


Figura 42. Distribución estratigráfica de las variables Terrígenos, Calcita, CaO, Dolomita, MgO, Pirita para el pozo B.

La Qz 2 y 3 no lograron ser registradas debido a que se encuentran por debajo de la profundidad señalada, en donde hacia la base de la secuencia la toma de muestra fue muy escasa, pero tomando en cuenta que la mineralogía presente se correlaciona de manera positiva con sus respectivas especies químicas, se logra apreciar estas quimiozonas con base en estas variables químicas, donde existe un aumento en las variables terrígenos y MgO y descenso en CaO, debido a los procesos ya planteados.

Para el pozo C fueron graficados las siguientes variables: los minerales de arcilla, calcita y dolomita. En este se puede apreciar que la Qz 1 está caracterizada, Al igual que los pozos anteriores, Por un aumento progresivo en los minerales de arcilla y un descenso en la abundancia de la fase mineral dolomita, es decir, la Unidad Carbonática “IN SITU” (Qz 2 y 3, para este pozo refiérase solo la Qz 3) presenta mayor grado de diagénesis reflejado por la dolomitización que la Unidad Carbonática Resedimentada (figura 43).

5.2 Condiciones redox del ambiente de sedimentación

Con base en las distribuciones tanto de los elementos redox-sensibles como la distribución de la fase mineral pirita mostradas anteriormente se puede tener una visión general de lo que fueron las condiciones redox que operaron durante el origen de estas secuencias sedimentarias. En este caso se logró determinar tres zonas claras en donde tanto la abundancia de los elementos influenciados por las condiciones de fugacidad de oxígeno como la abundancia de la fase mineral Pirita fue mucho mayor que las zonas adyacentes, por ende se infiere que estas zonas se caracterizaron por poseer una fugacidad de oxígeno mucho menor que las demás zonas estratigráficas. Estas zonas fueron las denotadas como las quimiozonas 1, 2 donde la acumulación de estas variables que indican una menor fugacidad de oxígeno este asociado a eventos de aumento en el nivel del mar.

Por otro lado existen algunos gráficos basados en relaciones elementales de variables que dependen de la fugacidad de oxígeno para acumularse o no a una determinada altura estratigráfica. En este caso se realizó el gráfico planteado por Rimmer (2004), el cual plantea la relación de V/Cr en función de Ni/Co, en las cuales a medida que las condiciones redox se vuelven más anóxicas las concentraciones de V y Ni aumentan y por ende tales relaciones

aumentan, mientras que en la situación contraria a condiciones óxicas tales concentraciones disminuyen y por ende la relación disminuye.

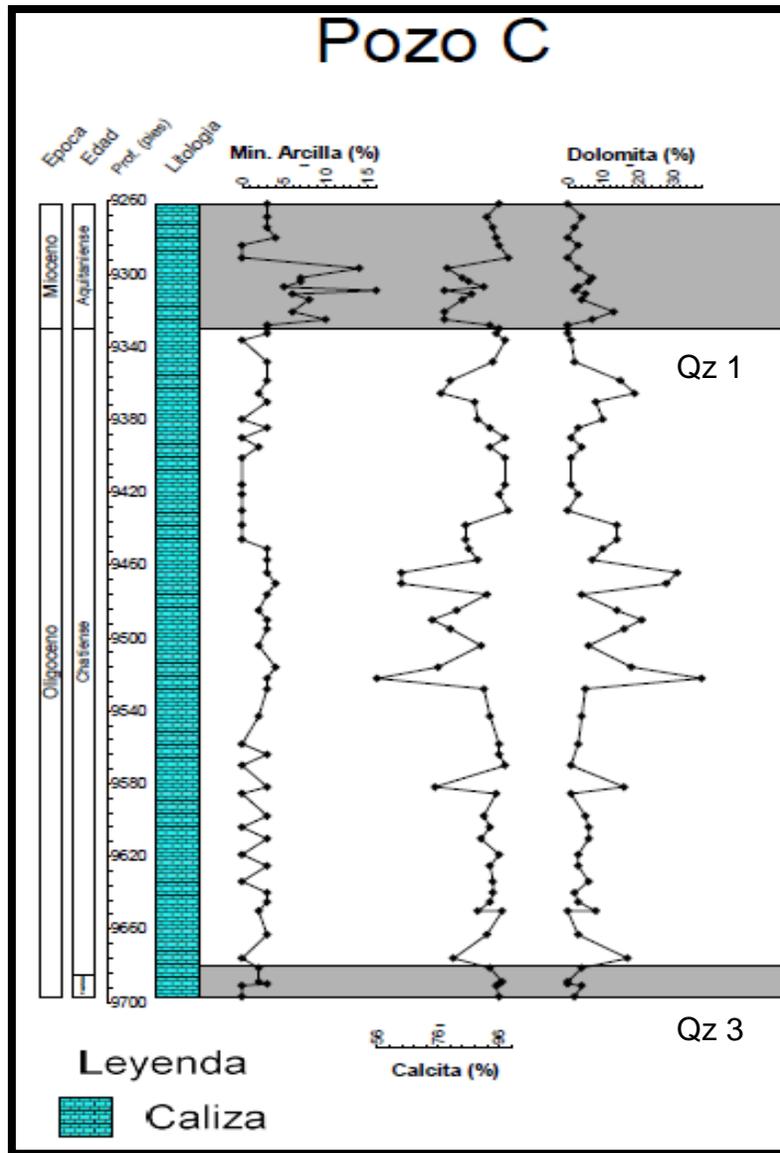


Figura 43. Distribuciones estratigráficas de las variables calcita, dolomita y minerales de arcilla obtenidas para el pozo C.

Los pozos A y C son los que permitieron realizar este gráfico, ya que para el pozo B no se logró realizar las mediciones pertinentes a los elementos traza. En estos dos pozos los resultados apreciados en el gráfico (figura 44) muestran que la mayoría de las muestras caen en el campo de condiciones óxicas. Por otro lado, existe un pequeño grupo que caen en el campo de condiciones disóxicas y sub-óxicas, por ende la mayoría de las muestras indican que las condiciones que prevalecieron durante la sedimentación de estas secuencias fueron condiciones óxicas. El otro grupo de valores que cae en los demás campos está asociada a las 3 zonas denotas en las cuales las condiciones redox fueron más anóxicas debido a la presencia de la fase mineral pirita.

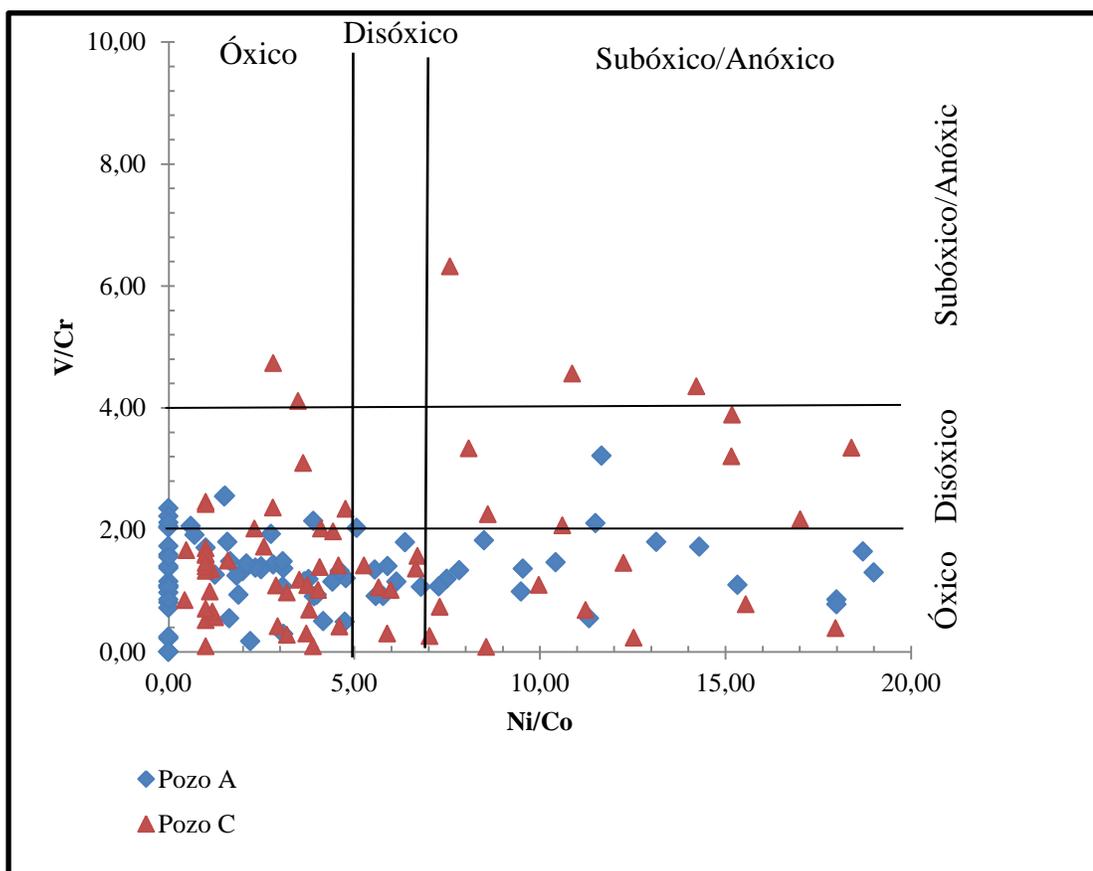


Figura 44. Diagrama de la relación V/Cr en función de Ni/Co para los pozos A y C.

5.3 Distribución de isotopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en roca total

Las interpretaciones que se realizan en función de los valores isotópicos dependen estrictamente de que la firma isotópica original se haya conservado a lo largo del tiempo geológico, es decir, que los eventos geológicos tales como la diagénesis no hayan causado una modificación en la distribución isotópica inicial (Hong-Fei *et al.*, 2007, Montero *et al.*, 2015). Los perfiles isotópicos asociados a las diferentes secciones estudiadas se muestran en la figura 45, donde se puede apreciar dos comportamientos claramente marcados. Las secciones sombreadas en color gris representan la Qz 1, está asociada a la Unidad Carbonática Resedimentada según los estudios sedimentológicos.

Esta quimiozona presenta el menor grado de dolomitización y por ende menor grado de alteración por eventos diagenéticos. Las secciones no sombreadas, donde se encuentran las Qz 2 y 3 para los pozos A y B, y en el caso del pozo C solo la Qz 3; estas secciones presentan las mayores concentraciones de la fase mineral Dolomita asociadas a los eventos mencionados anteriormente y por ende un mayor grado de alteración por eventos diagenéticos.

Las secciones sombreadas en color gris (figura 45) presentan las tendencias esperadas de las distribuciones isotópicas globales, en donde estas dos curvas ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) presentan comportamiento contrario, es decir, mientras la curva isotópica asociada al $\delta^{18}\text{O}$ aumenta hacia los valores positivos (enriquecimiento en el isótopo pesado), la curva isotópica asociada al $\delta^{13}\text{C}$ disminuye hacia los valores negativos (Zachos *et al.*, 2001-b; Kazt *et al.*, 2010). Por otro lado la secciones no sombreadas presentan un comportamiento diferente al esperado, cuando existen aumentos en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ también existen aumentos en los valores de $\delta^{13}\text{C}$. Por lo tanto estas secciones están caracterizadas por poseer un grado de alteración por diagénesis mayor que las secciones descritas anteriormente para los tres pozos (Qz 1).

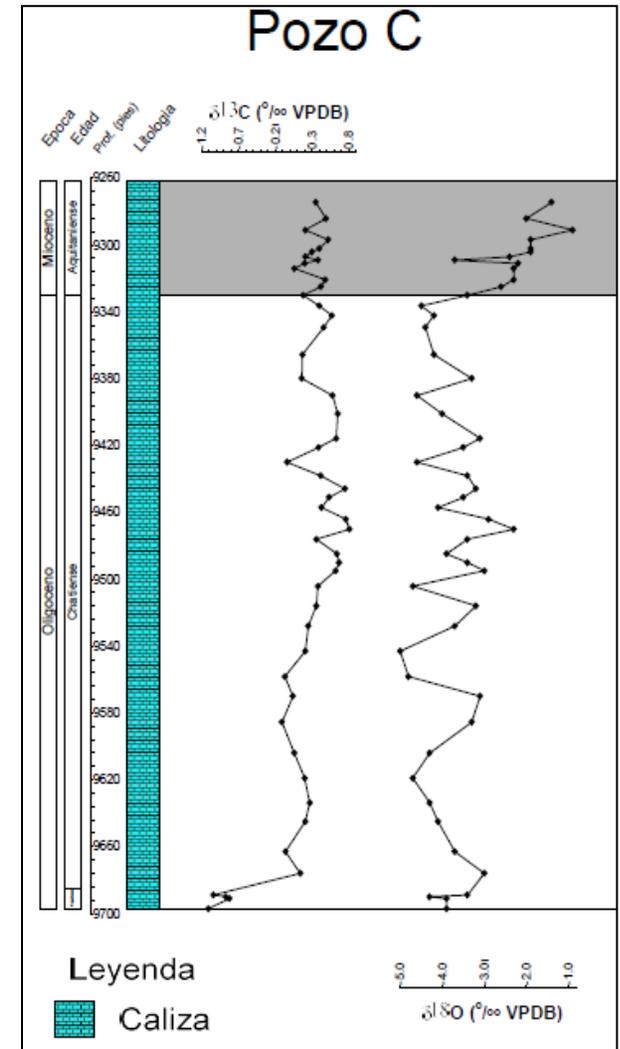
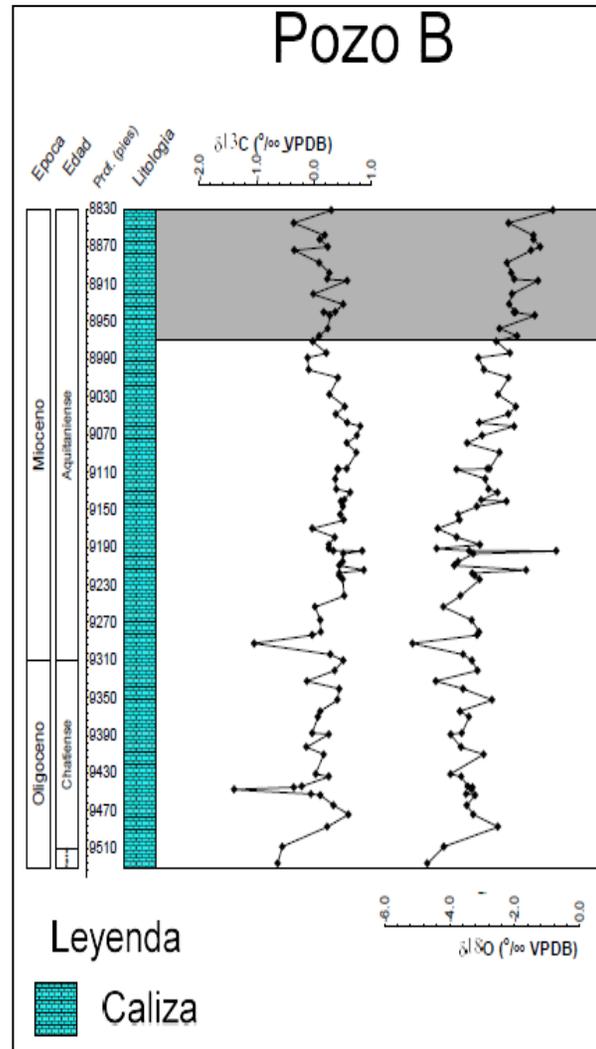
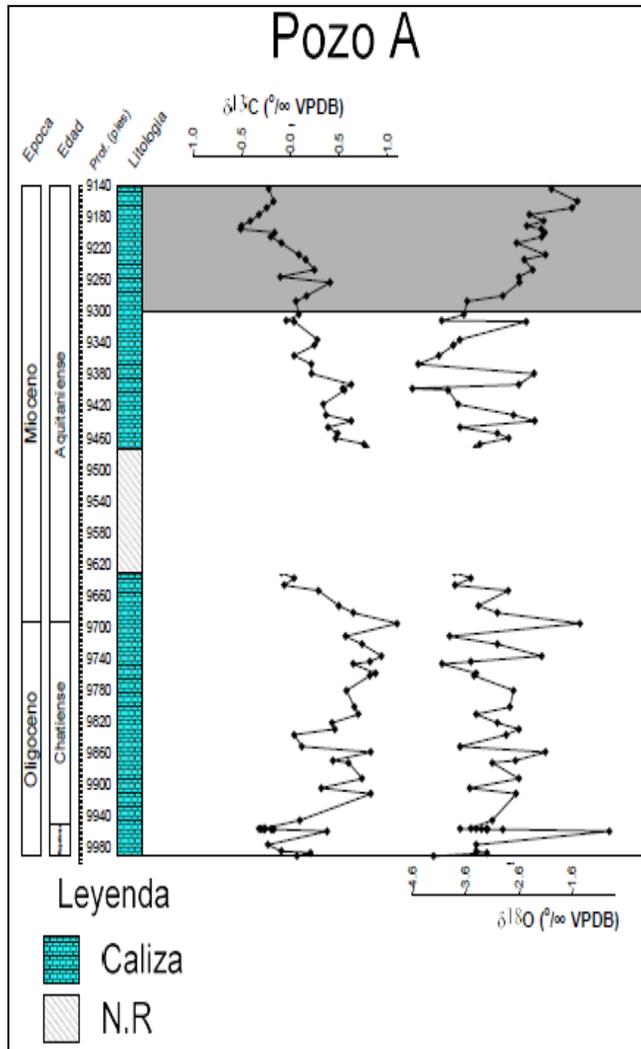


Figura 45. Distribución isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para los tres pozos estudiados (A, B y C).

5.3.1 Diagénesis

Como se mencionó anteriormente, uno de los factores importantes a la hora de estudiar secuencias sedimentarias es el grado de alteración que puede poseer debido a eventos diagenéticos que hayan afectado su depositación inicial. Los principales procesos que pueden afectar diageneticamente una determinada secuencia sedimentaria son los siguientes: cementación, micritización, neomorfismo (recristalización y reemplazamiento), compactación (mecánica y química), disolución y dolomitización (Ortega *et al.*, 2013). En el caso de las secuencias carbonáticas, en las cuales generalmente se realizan estudios isotópicos y químicos es de suma importancia tener en cuenta este parámetro, debido a que los procesos secundarios modifican la química inicial de estas secuencias sedimentarias, enmascarando los procesos que dieron origen a las mismas.

Para las diferentes secciones estudiadas (pozos A, B y C) se describió que la Unidad Carbonática Resedimentada (UCR) presenta menor grado de alteración por dolomitización que la Unidad Carbonática “IN SITU” (UCI). De la misma manera, los estudios sedimentológicos realizados por Ortega *et al.*, 2013 indican que la UCR presenta menor cantidad y de manera localizada lodo micrítico en comparación con la UCI, reafirmando así lo planteado anteriormente con base en el análisis mineralógico y químico.

En la figura 46 se muestran los diagramas de dispersión de $\delta^{18}\text{O}$ en función de $\delta^{13}\text{C}$, donde se puede apreciar que en ninguna de las secciones estudiadas existe alguna correlación entre estas dos variables reflejadas por los muy bajos valores del coeficiente de correlación de Pearson (pozo A, $R^2= 0,0016$; pozo B, $R^2= 0,1062$ y pozo C $R^2= 0,0393$). Esto indica que la firma isotópica original captada por esta secuencia sedimentaria ha sido alterada (Hong-Fei *et al.*, 2007; Kah *et al.*, 2012; Azmy *et al.*, 2014; Montero *et al.*, 2015). Esta alteración se puede apreciar en la figura 44 en donde la UCI presenta un comportamiento contrario a lo esperado para estas variables en la naturaleza, la misma puede ser atribuida a tales eventos de dolomitización que han afectado a estas secuencias en una alta proporción.

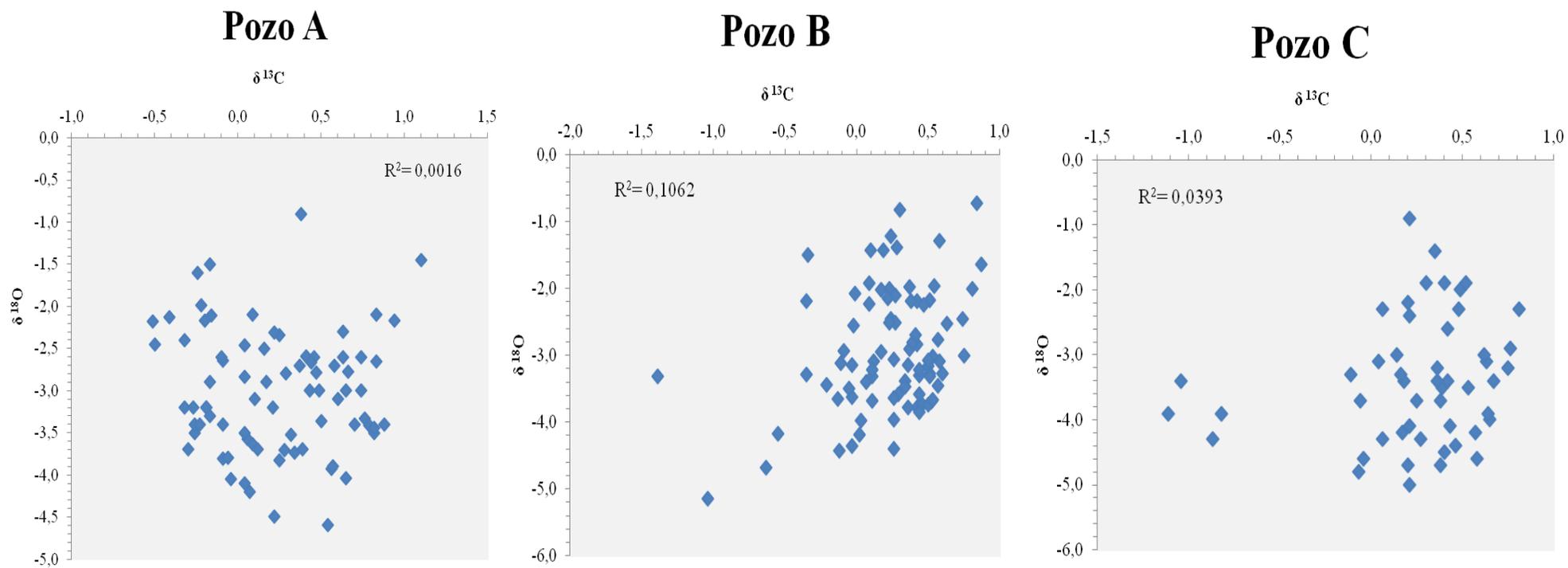


Figura 46. Diagrama de dispersión de $\delta^{18}\text{O}$ en función de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos para los tres pozos.

La composición isotópica de la calcita biogénica primaria depositada sobre el piso oceánico está determinada por la composición y la temperatura del agua en la cual la calcita fue formada. Durante la diagénesis, esta calcita primaria es disuelta y es reemplazada por una calcita secundaria que precipita en equilibrio isotópico con el fluido de poro en la columna de sedimentos. Tal recristalización causa que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos formados en agua fría (altas latitudes) decrezcan, mientras que los carbonatos formados en aguas calientes (bajas latitudes) incrementen (Schrag *et al.*, 1995). A pesar de que la diagénesis afecta la firma isotópica original captada por la precipitación de los carbonatos, su alteración ocurre en diferente proporción para los isótopos estables estudiados. La firma isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ es alterada en una mayor proporción que la firma original para el $\delta^{13}\text{C}$ (Amstrong and Brasier, 2005; Xianghui *et al.*, 2013; Montero *et al.*, 2015).

Esta diferencia en la alteración en los dos isótopos esta dado debido a que la matriz o el fluido en la cual se propicia el intercambio isotópico en equilibrio generalmente es agua, la cual posee una mayor proporción de átomos de oxígeno con diferentes composiciones isotópicas que átomos de carbono (CO_2 disuelto). En la figura 47 se muestra un perfil de los isótopos estables estudiados para el pozo A, en el cual fueron separadas las muestras que poseían un porcentaje mayor del 15 % de la fase mineral dolomita de las demás, es decir, existen dos curvas ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) para las muestras con un porcentaje menor al 15 % de dolomita y dos curvas ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) para las muestras con un porcentaje mayor al 15 % en la fase mineral Dolomita. En esta figura se evidencia que la distribución del isótopo de $\delta^{18}\text{O}$ es alterada en mayor proporción que la distribución de $\delta^{13}\text{C}$ en la cual mantiene las tendencias originales, variando en poca proporción en los valores obtenidos.

Así mismo, al ser secuencias carbonáticas formadas en aguas calientes (latitud aproximada de 11,95 °N) esta alteración que involucra una recristalización causa una variación hacia valores mayores en la distribución isotópica del $\delta^{18}\text{O}$. Esto se evidencia hacia la base de la columna estratigráfica donde la variación de este isótopo proporciona valores mayores. Es importante destacar, como se mencionó anteriormente, que hacia el tope de la secuencia (UCR) la

alteración por eventos diagenéticos es muy baja, lo que no hay una variación apreciable en la distribución isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$.

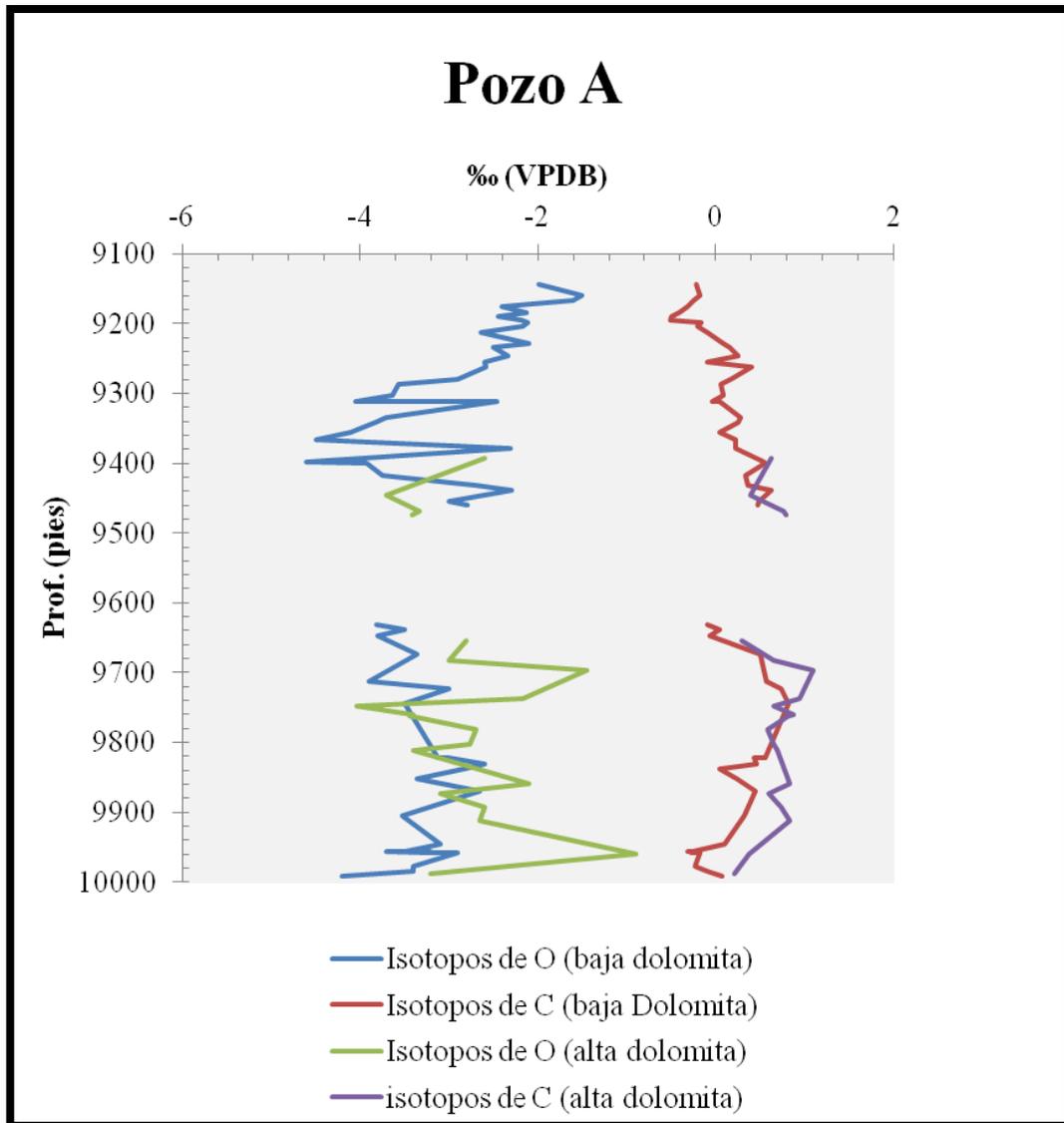


Figura 47. Distribución de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ para muestras con menor al 15 % de Dolomita (azul y roja) y muestras con porcentaje de Dolomita mayor al 15 % (verde y morado).

5.4 Distribución de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$) en el foraminífero *Amphistegina*

En la figura 48 se muestran los diagramas de dispersión de $\delta^{18}\text{O}$ en función de $\delta^{13}\text{C}$ para las tres secciones estudiadas. En ellos se puede apreciar que no existe correlación para los pozos A y C, representado por valores del coeficiente de correlación de Pearson de 0,072 y 0,159 respectivamente. En el caso del pozo B existe una leve correlación representado por un $R^2 = 0,4568$, lo que indica que este pozo posee un menor grado de alteración para estas muestras lo que permite inferir que la firma isotópica de estas muestras se asemeja a la original.

Así mismo, en la figura 49 se muestra los perfiles isotópicos hallados para los tres pozos donde se puede apreciar que la mayoría de las muestras para los pozos A y B corresponden al Mioceno Temprano, mientras que las muestras del pozo C la mayoría corresponden al Oligoceno Tardío. Ello lo podemos evidenciar en los valores y tendencias mostradas en esta figura. Los pozos A y B poseen una tendencia creciente enriqueciéndose en el isótopo pesado de valores de -5 ‰ en el $\delta^{18}\text{O}$ hasta -3 ‰ y desde -5 ‰ hasta -1 ‰ respectivamente, desde finales del Oligoceno hasta el Mioceno temprano. Por otro lado el pozo C posee una tendencia constante entre valores negativos de -6 a -5 ‰ en el $\delta^{18}\text{O}$, lo que concuerda con los valores pertenecientes al Oligoceno para los pozos anteriormente mencionados, es decir que el Oligoceno se caracterizó por poseer una relación isotópica en $\delta^{18}\text{O}$ menor, que indica enriquecimiento en el isótopo ligero con respecto al Mioceno.

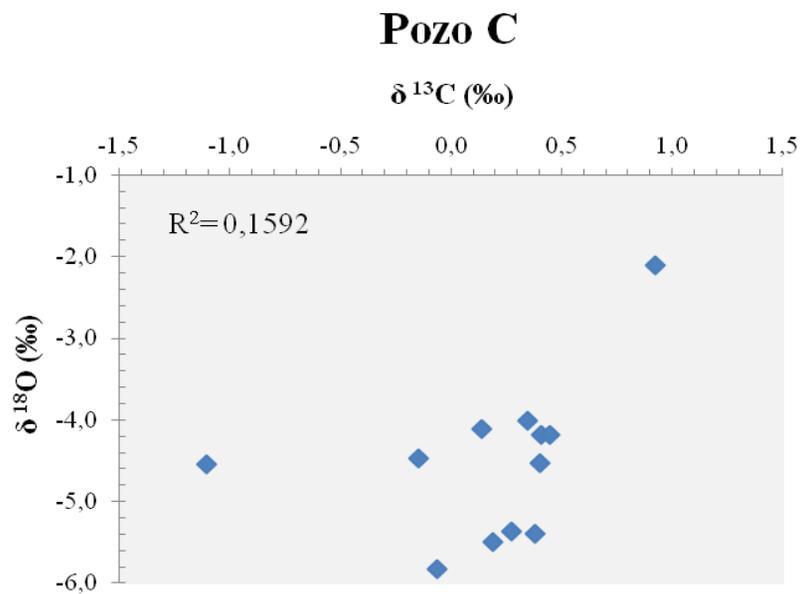
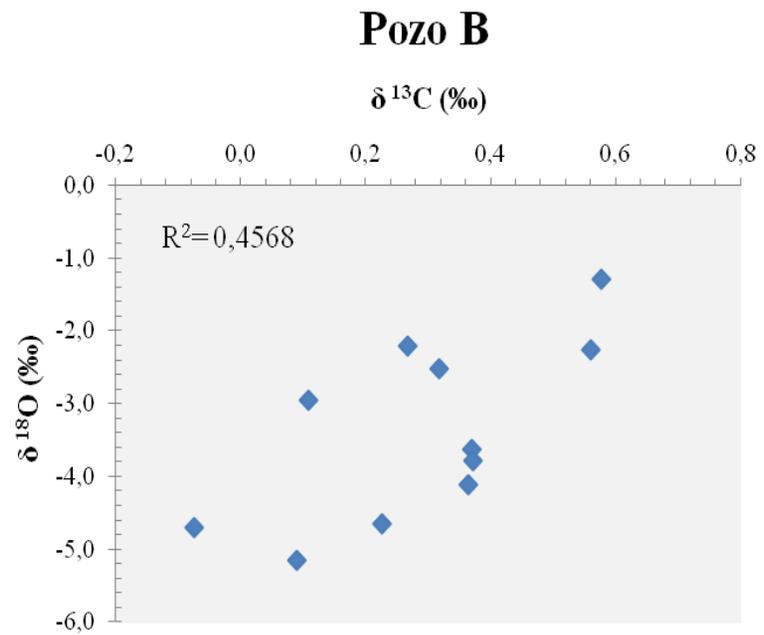
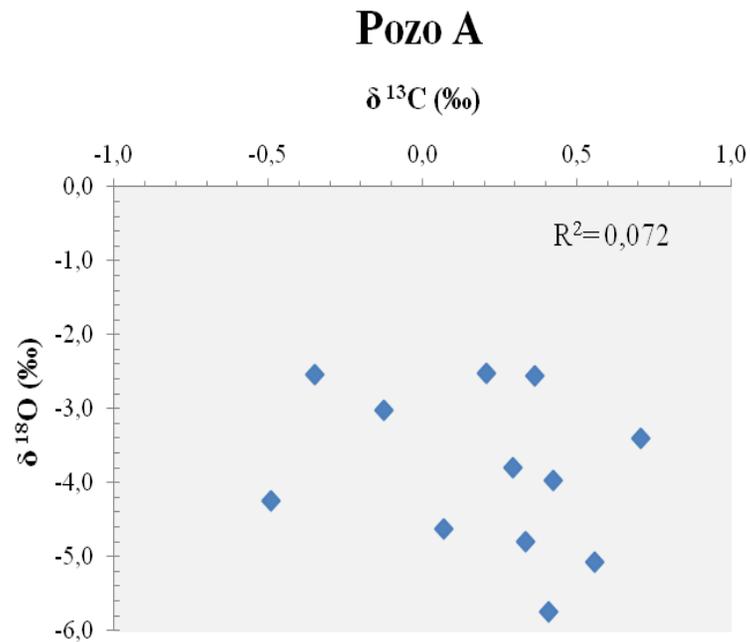


Figura 48. Diagramas de dispersión de $\delta^{18}\text{O}$ en función de $\delta^{13}\text{C}$ para los tres pozos estudiados.

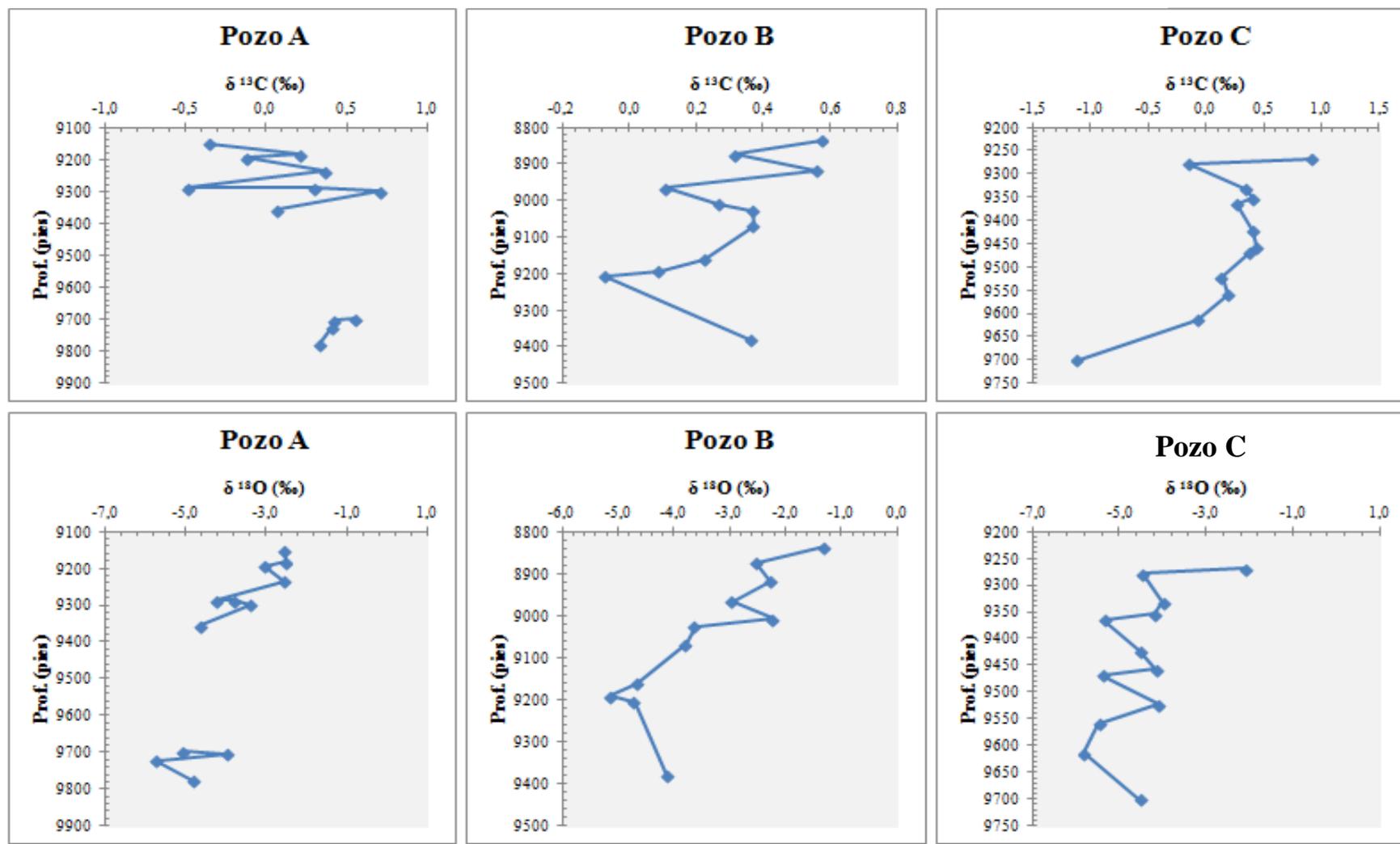


Figura 49. Distribución de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en función de la profundidad para los tres pozos estudiados, los valores isotópicos están referidos al estándar VPDB.

Al comparar estos perfiles hallados en este trabajo de estudio con las curvas isotópicas globales podemos encontrar una buena correlación, es decir, las tendencias esperadas para esta época geológica en la cual existe una tendencia creciente hacia valores mayores en el isótopo de oxígeno, mientras que para el isótopo de carbono la tendencia es totalmente contraria. Las curvas isotópicas globales (figura 50) presentan las mismas tendencias pero desplazadas hacia valores positivos, así mismo las temperaturas reportadas para estas curvas se encuentran en un intervalo de 0 a 15 °C, siendo menores a las reportadas por este trabajo de investigación. La diferencias se encuentra en la escala que se trabaja, estas curvas globales están basadas en mediciones de muestras que sobrepasan los mil metros de profundidad, es decir, mar abierto lo que implica condiciones diferentes a las que se consideran en el presente estudio, como por ejemplo la baja latitud en que se encuentra la zona de estudio (temperaturas altas) y a la profundidad a la cual está asociada el origen de esta plataforma carbonática (<50 m).

Por otro lado las temperatura calculas para las diferentes secciones estudiadas se muestran en la figura 51. Se graficó la temperatura en función de la profundidad estratigráfica lo que a su vez es función del tiempo geológico. En ella se puede apreciar lo antes mencionado donde los pozos A y B presentan las mismas tendencias. La temperatura decrece de valores de 36 °C a aproximadamente 26 °C, es decir, el final del Oligoceno se caracterizó por poseer temperaturas mayores a los 30 °C, mientras que para el Mioceno temprano habían descendido las temperaturas en aproximadamente 10 °C. El pozo C se caracteriza por mostrar la tendencia constante de temperaturas altas a excepción de la parte superior de la columna donde existe un enfriamiento brusco correspondiente al Mioceno. Por lo tanto la mayor parte del pozo C corresponde al Oligoceno y hacia la parte superior existe un enfriamiento brusco correspondiente al Mioceno.

5.4.1 Limite Oligoceno-Mioceno, evento de glaciación Mi-1

Como se puede apreciar en la figura 50 en el límite Oligoceno-Mioceno existe reportado un pequeño evento de glaciación en donde con base en medición isotópica en foraminíferos bentónicos y planctónicos se aprecia un aumento bruscos en el $\delta^{18}\text{O}$ y una inmediata recuperación hacia valores menores, lo que indica que este evento de glaciación no fue duradero en el tiempo (Miller,1991).

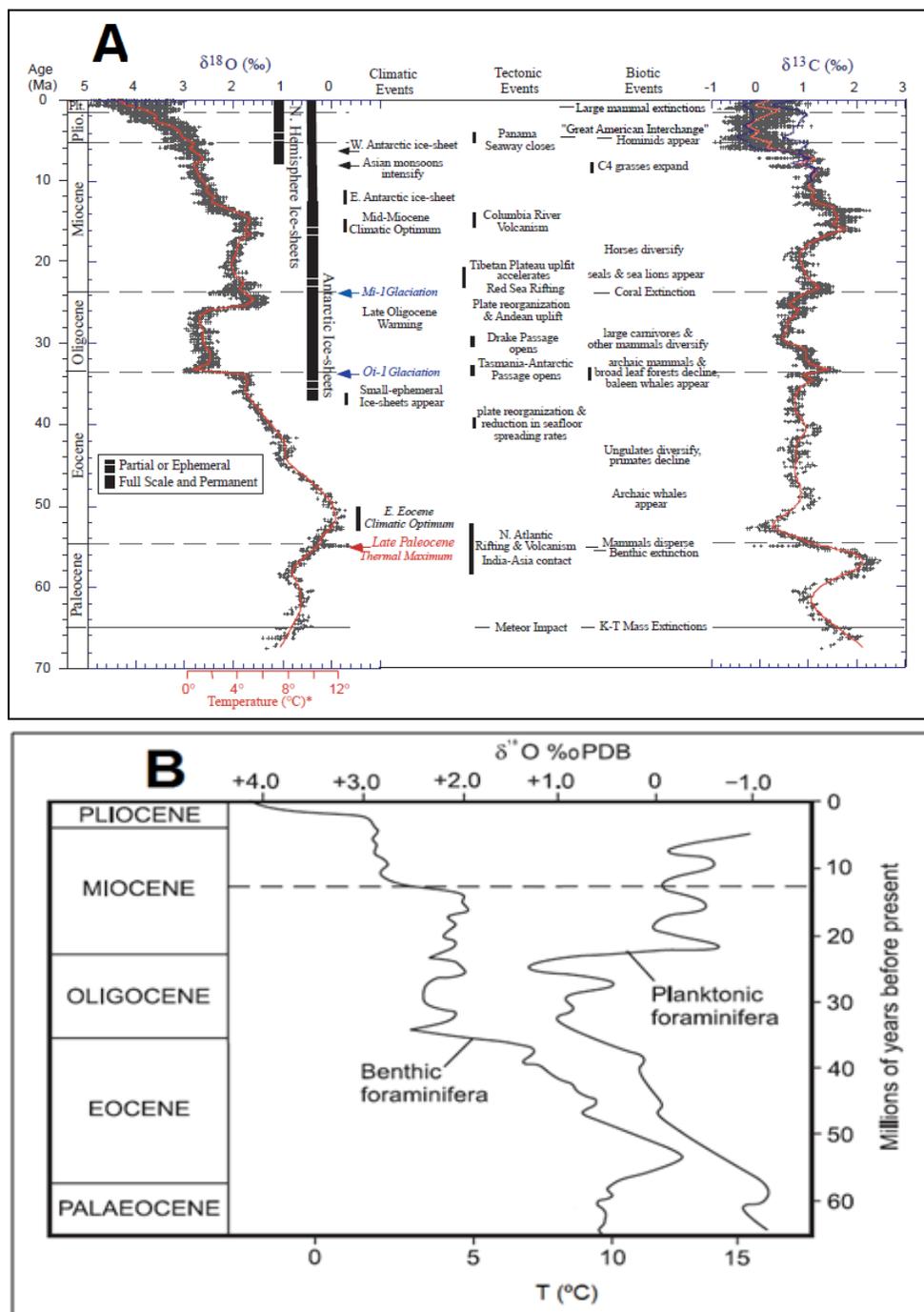


Figura 50. **A**) Curva isotópica global de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ basado en la medición de foraminíferos bentónicos (*Cibicidoides* y *Nuttallides*) desde el Paleogeno hasta la actualidad (Zachos *et al.*, 2001-b), **B**) Curva isotópica global de $\delta^{18}\text{O}$ para foraminíferos bentónicos y planctónicos (Armstrong y Brasier, 2005).

Miller (1991) en su artículo original acerca de los eventos de glaciación tanto en el Oligoceno como en el Mioceno, propone que las capas de hielo que estaban en el Oligoceno Temprano comenzaron a derretirse causando diversos cambios glacioeustáticos. En las diferentes secciones estudiadas este límite oligo-mioceno no logra ser detectado mediante los análisis químicos realizados. Por otro lado este límite está marcado para el pozo A por una zona de inundación, lo que es contrario al evento global de glaciación que está registrado en diferentes partes del mundo. Se infiere que al ser un evento de magnitud pequeña reflejado por la inmediata recuperación en la curva isotópica donde se ha registrado este evento, existió un efecto rebote de deshielo y por lo tanto una respuesta de crecimiento en el nivel del mar que se mantuvo por un corto período.

Otra hipótesis que es planteada expone que durante la sedimentación de esta plataforma carbonática, efectos locales hayan intervenido para que el nivel del mar aumentara en cierta medida, posiblemente debido a la interacción de la Placa Caribe con respecto a la Placa Suramericana, pero con los datos obtenidos hasta ahora se hace insuficiente proponer un modelo para esta incongruencia en los eventos geológicos referidos al límite oligo-mioceno.

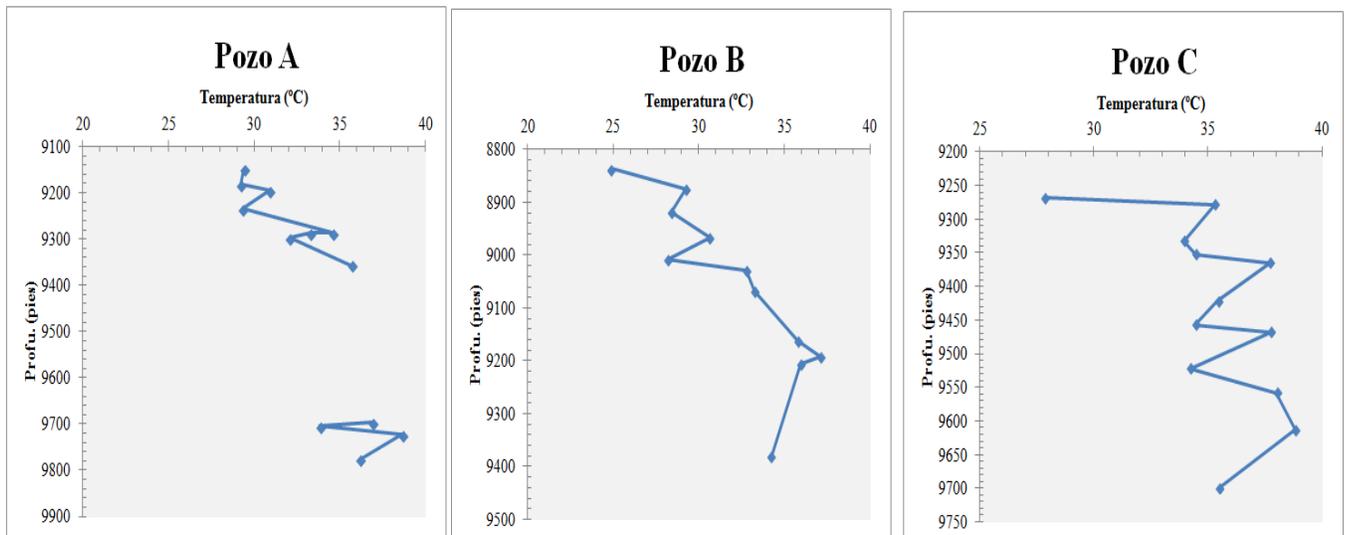


Figura 51. Distribución de las temperaturas (°C) halladas para los tres pozos estudiados.

5.5 Correlación Estratigráfica

Ya descrito y caracterizado las diferentes secciones objeto de estudio del presente trabajo (tres pozos de la Plataforma Carbonática “Perla”), se planteó la posible correlación existentes entre ellos con base en los análisis químicos, mineralógicos, isotópicos, bioestratigráficos y sedimentológicos. Ello con base en las debidas descripciones de cada uno de los pozos A, B y C que fueron integrados en este estudio.

5.5.1 Distribución isotópica de $\delta^{13}\text{C}$

Inicialmente se conoce que la firma isotópica inicial del $\delta^{13}\text{C}$ es menos afectada por la diagénesis que la firma isotópica del $\delta^{18}\text{O}$ (Hong-Fei *et al.*, 2007 Kah *et al.*, 2012; Azmy *et al.*, 2014; Montero *et al.*, 2015). Además de ello en la figura 47 se demuestra que los eventos diagenéticos ocurridos en este sistema afectaron en mucha mayor proporción a la firma inicial del $\delta^{18}\text{O}$ que a la del $\delta^{13}\text{C}$, debido a lo antes planteado. Por esta razón, las correlaciones estratigráficas con base en análisis isotópicos son realizadas partiendo de la distribución del $\delta^{13}\text{C}$, el cual tiende a mantener la firma original captada en el momento de la formación de una determinada secuencia sedimentaria. Diversos autores han realizados exitosamente correlaciones basadas en la distribución isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ entre los cuales se encuentran: Holmden *et al.*, 2006; Kah *et al.*, 2012; Papp *et al.*, 2013 y Edward and Saltzman, 2014.

Con base en lo anteriormente mencionado en la figura 52 se muestra la correlación estratigráfica propuesta para las diferentes secciones estudiadas, basada en la distribución isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB). En la misma se logra apreciar las líneas de colores los cuales representan los límites estratigráficos propuestos con mayor seguridad con base en la integración de todos los datos (químicos, bioestratigráficos y sedimentológicos). Ortega *et al.*, 2013 reconocen dos unidades claramente diferenciadas la Unidad Carbonática “IN SITU” (UCI) encontrada hacia la base de la secuencia estratigráfica que incluye el Oligoceno y parte del Mioceno (Qz 2 y 3) y la Unidad Carbonática Resedimentada (UCR) referida hacia el tope de la secuencia (Qz 1) estas dos unidades fueron caracterizadas anteriormente en el presente trabajo mediante los análisis químicos y mineralógicos realizados.

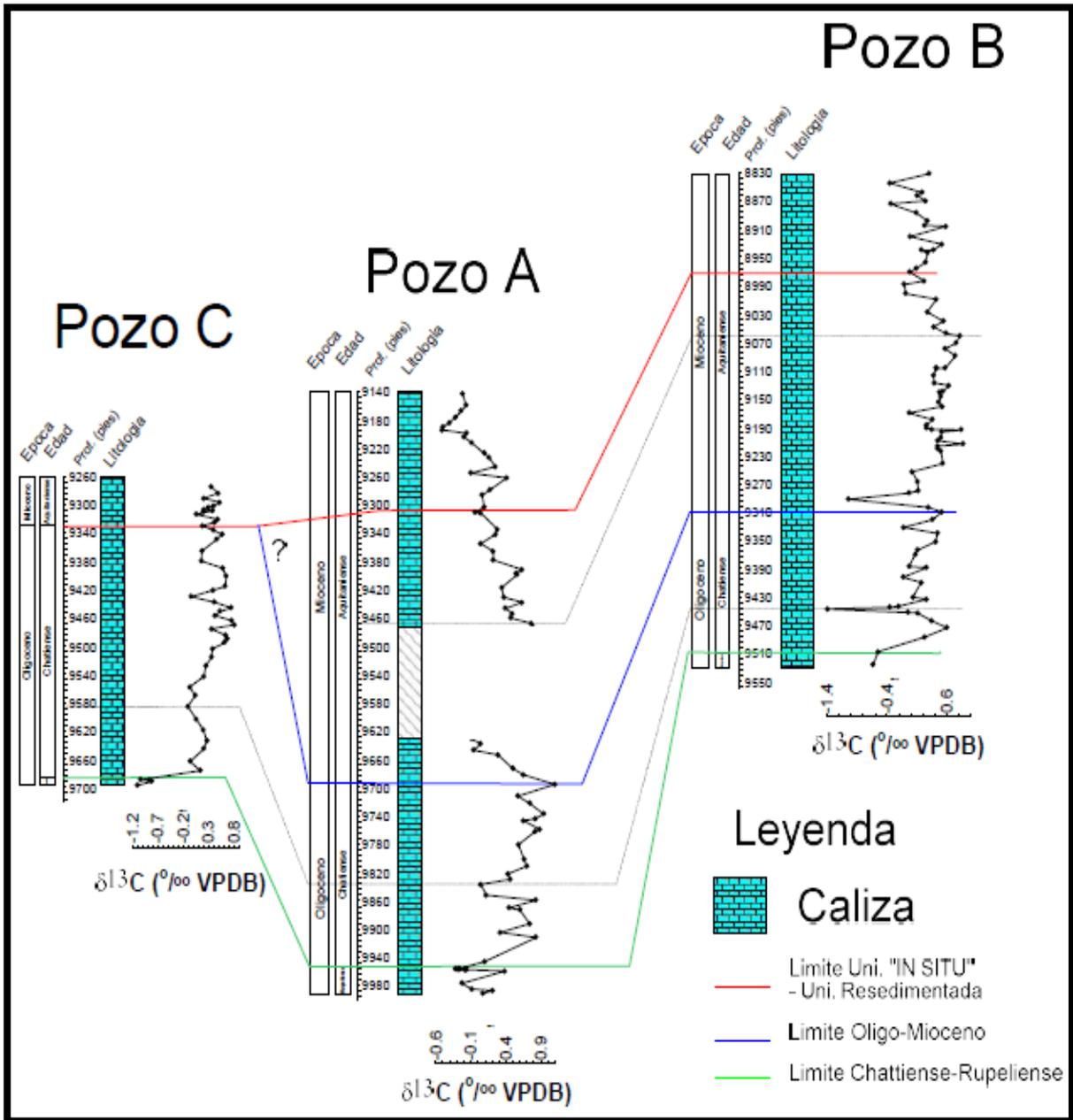


Figura 52. Correlación estratigráfica con base en los perfiles de $\delta^{13}\text{C}$ para los tres pozos estudiados.

Por ende, en la figura 52 se puede apreciar que la distribución isotópica presenta las mismas tendencias correspondientes a diferentes profundidades, lo que permite postular la correlación entre cada uno de los pozos estudiados con base en las mismas. El límite Chattiense-Rupeliense (línea verde) representa la quimiozona 3 (Qz 3) en la cual se logra apreciar un bajón abrupto en la curva y una recuperación inmediata en los tres pozos. Seguido de ello la tendencia hacia la línea punteada seguida del límite descrito anteriormente corresponde con un aumento y disminución progresiva en los tres pozos por lo que se plantea esta equivalencia estratigráfica. Posteriormente, se tiene otro aumento y disminución progresiva hasta alcanzar el límite Oligoceno- Mioceno (línea azul) representado por un pico de excursión positiva asociado a la transgresión planteada para esta quimiozona (Qz 2).

En el caso del pozo C se logra apreciar una incongruencia representada por un signo de interrogación, en la cual se presenta el límite Oligoceno-Mioceno (Qz 2) en contacto con el límite de las dos unidades (UCI y UCR) reconocidas por Ortega et al., 2013 en el estudio sedimentológico. Con los datos anteriormente presentados para la *Amphistegina* se aprecia que la distribución isotópica de los foraminíferos analizados presenta valores asociados al Oligoceno en la mayoría del pozo y las temperaturas asociadas a este pozo son más cálidas (Oligoceno) que las presentadas por los pozos A y B (Mioceno), además de ello en el pozo C no se logró registrar la quimiozona 2 (Qz 2) mediante ninguno de los análisis químicos realizados.

Siguiendo la correlación anterior desde el límite Oligoceno-Mioceno hasta la segunda línea punteada la tendencia de la distribución isotópica es creciente y posteriormente desde la línea punteada hasta el contacto con la Qz 1 (UCR) la tendencia está marcada por un descenso en los valores isotópicos. Por último se puede apreciar que para los tres pozos hacia el tope de las secciones la cual corresponde sedimentológicamente a la UCR y quimioestratigráficamente a la Qz 1 (línea azul) está marcada por una tendencia de aumento y descenso progresivamente. No obstante al ser esta unidad la que presenta menor alteración por diagénesis en la figura 53 se aprecia que el comportamiento isotópico del $\delta^{18}\text{O}$ posee una tendencia creciente de manera brusca.

5.5.2 Distribución isotópica de $\delta^{18}\text{O}$

A pesar de que la distribución isotópica de oxígeno es la más alterada por los procesos diagenéticos, en el apartado (minerales, difracción) se demuestra que la UCR posee menor alteración con respecto a la UCI, la cual posee una alta abundancia de la fase mineral Dolomita. Es por ello que en la figura 53 se muestra la distribución isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ para los tres pozos estudiados, en la cual se logra apreciar hacia el tope de esta secuencia representada por la Qz 1 (línea roja) la tendencia brusca de aumento hacia valores mayores. Por lo tanto esta sección denotada por Ortega et al., 2013 como la UCR está marcada por una clara tendencia isotópica que permite plantear que el tope de las tres secuencias son equivalentes estratigráficamente.

5.5.3 Distribución de terrígenos

A pesar de que las secciones estudiadas se caracterizan por poseer un muy alto contenido de CaO como consecuencia de la alta abundancia de la fase mineral calcita, poseen ciertos pulsos de incremento en las fases detríticas o aluminosilicatos asociados a eventos que afectaron el sistema de desarrollo de la plataforma en la cual se encuentran estos pozos, por lo tanto a estos eventos afectar de manera similar a las diferentes secciones se plateó realizar una correlación con base en el aporte de terrígenos reflejado por la suma de los porcentajes de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O y Na_2O para el pozo A y B, mientras que para el pozo C solo las especies K_2O y Na_2O .

En la figura 54 se muestra la correlación propuesta para estos pozos, la cual coincide con la correlación propuesta para la distribución de los isótopos en roca total. La parte superior de las secciones denotada por la UCR (línea roja) presenta un aporte mayor en estos elementos comparados con las demás zonas de la columna estratigráfica, esta zona corresponde a la zona denominada como quimiozona 1 (Qz 1) para los tres pozos debido al comportamiento de los elementos, isótopos y minerales analizados en estas secciones. Esta sección se comporta claramente de la misma manera para los tres pozos estudiados lo que permita proponer que son equivalentes estratigráficamente.

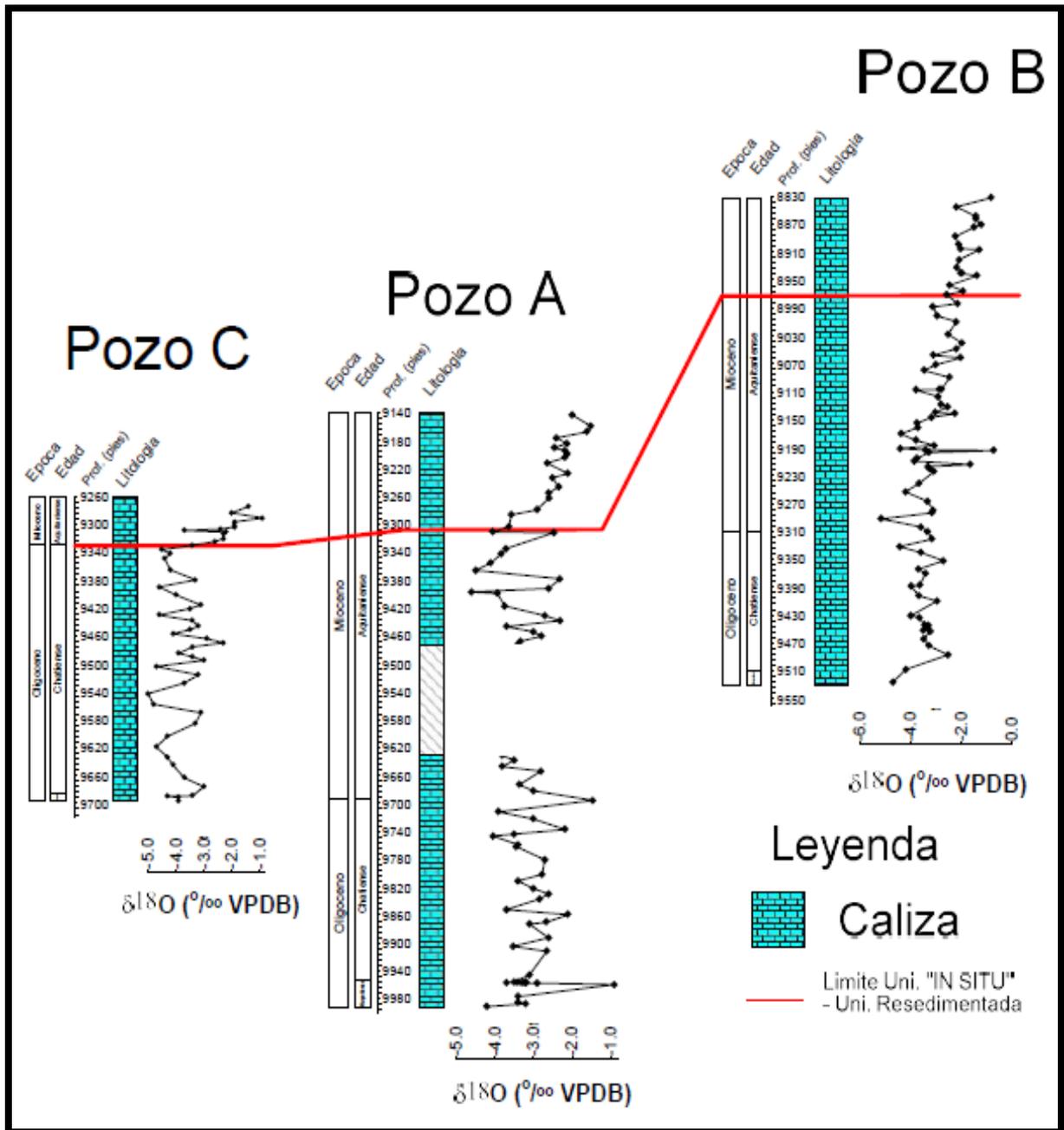


Figura 53. Correlación para la Qz 1 con base en la distribución del $\delta^{18}\text{O}$ para los pozos estudiados.

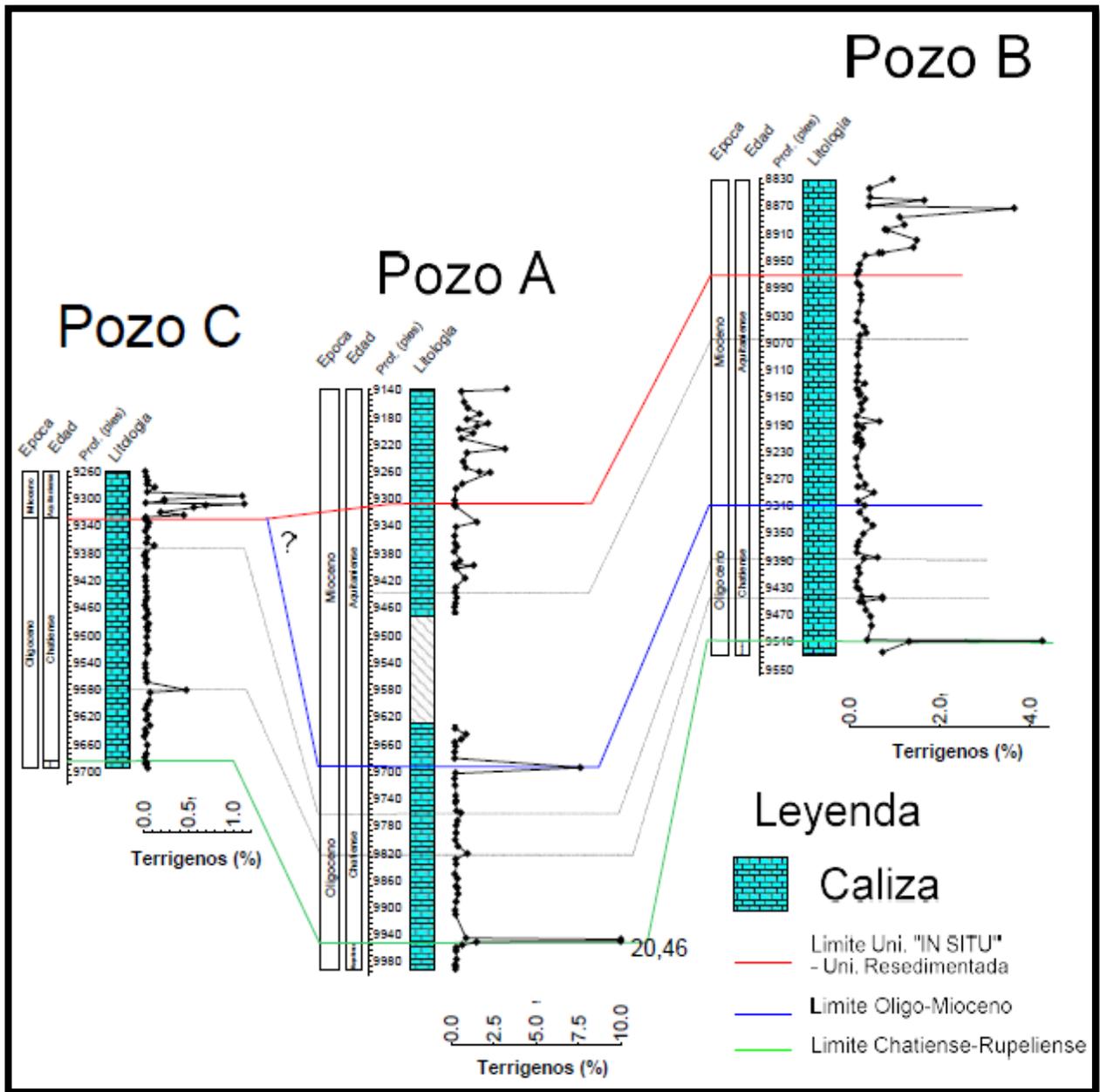


Figura 54. Correlación estratigráfica planteada para los tres pozos estudiados con base en la distribución del porcentaje de Terrígenos.

Así mismo, por debajo de la zona descrita anteriormente, existe un comportamiento constante de la abundancia de esta variable solo hasta que alcanza un aporte marcado por la Qz 2 (línea azul) en la cual las concentraciones de las especies detríticas aumentan de manera abrupta, marcada por el aumento del nivel del mar denotado por las diferentes variables ya mencionadas anteriormente. Por debajo de este límite se logra apreciar dos picos de aporte de las fases aluminosilicatadas, las cuales son claramente diferenciadas en los tres pozos. Estos aportes están enmarcados dentro del Oligoceno, lo que corrobora lo planteado para el pozo C con base en la correlación isotópica, es decir, la mayoría del pozo C corresponde al Oligoceno en contacto directo con la UCR perteneciente al Mioceno, es por ello que la incongruencia es denotada con un signo de interrogación.

Por último, hacia la base de la secuencia se logra apreciar el aporte marcado para los pozos A y B de estas especies, mientras que para el pozo C este aporte no se aprecia posiblemente debido a la falta de otras especies como Al_2O_3 y Fe_2O_3 . Aunque en la distribución de los elementos redox-sensibles para este pozo, se aprecia el aumento de estos elementos asociados a esta profundidad marcada como la Qz 3.

5.5.4 Distribución del porcentaje de Balánidos

En el mismo orden de ideas planteadas para las correlaciones anteriores, se tomaron algunos datos bioestratigráficos (Ortega et al., 2013 y Vanegas et al., 2015) con la finalidad de confirmar las propuestas planteadas anteriormente. En el estudio sedimentológico realizado por Ortega et al., 2013 fue llevado a cabo un conteo petrográfico de lo que corresponden a los biocomponentes mayoritarios dentro de estas secciones estudiadas, en donde tales fósiles (Balánidos) correspondieron a valores menores del 5 %. A pesar de ello, cambios en su distribución a lo largo de la columna estratigráfica nos proporciona información valiosa acerca de la posible correlación de tales secciones.

En la figura 55 se muestra la distribución para los tres pozos estudiados de los balanidos, en donde existen claramente dos zonas bien definidas con base en su abundancia. Hacia la base de las secuencias (por debajo de la línea roja) se observa una tendencia constante de la

abundancia de ellos con valores que no superan el 10 %, esta zona sedimentológicamente corresponde con la Unidad Carbonática "IN SITU" (UCI).

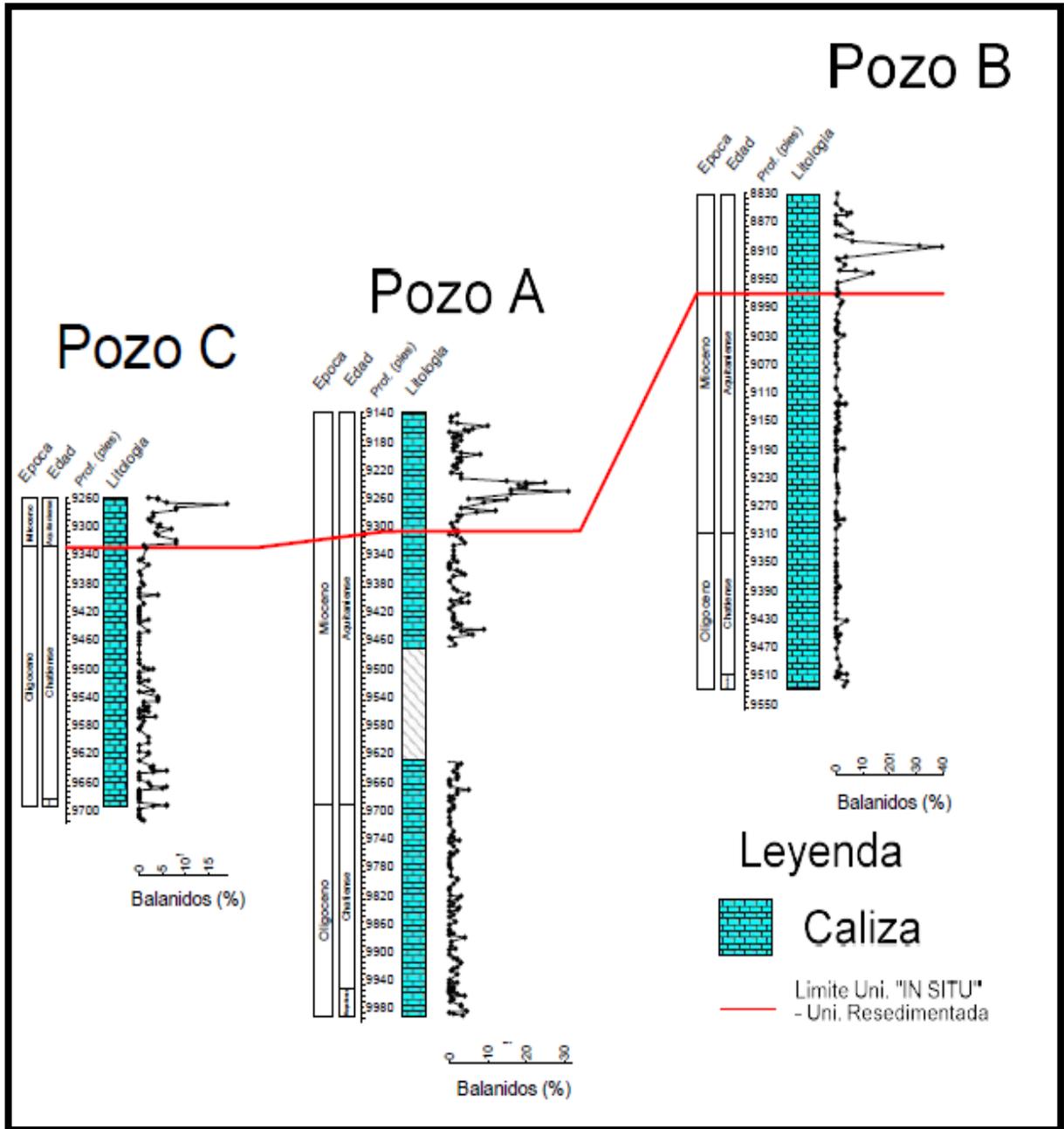


Figura 55. Correlación estratigráfica (Qz 1) planteada para los tres pozos con base en la distribución del % de Balánidos (datos tomados de Ortega *et al.*, 2013).

Desde el punto de vista quimioestratigráfico esta zona está caracterizada por las quimiozonas 2 y 3 (Qz 2 y 3). Por otro lado hacia el tope de las secuencias se observa una abundancia marcada que alcanza valores superiores a 30 %, lo que marca un cambio en las condiciones y por lo tanto en la abundancia de los Balanidos para las tres secciones. Esta zona corresponde con la Unidad Carbonática Resedimentada (UCR) y con la zona caracterizada mediante quimioestratigrafía como la Qz 1. Por lo tanto el comportamiento claro y diferenciable en los tres pozos permite postular que estas tres secciones hacia el tope son equivalentes estratigráficamente.

5.5.5 Distribución de *Heterostegina*

De la misma manera que lo anteriormente explicado, para estos pozos pertenecientes a la Plataforma Carbonática “Perla” fue llevado a cabo un conteo bioestratigráfico de los foraminíferos plancticos y béticos, este conteo fue realizado por Vanegas et al., 2015 para este estudio solo se graficaron los valores de la abundancia de la *Heterostegina* (bentónico) debido a que su comportamiento dentro de la columna es muy particular. Su distribución es mostrada en la figura 56, donde claramente existen dos comportamientos muy diferenciables. Hacia la base de la secuencia, específicamente por debajo del límite Oligoceno-Mioceno se aprecia una abundancia relativamente alta de este foraminífero referidos a valores que pueden llegar a superar los 100 especímenes por muestra. Esta distribución está asociada claramente solo al Oligoceno Tardío.

Por otro lado la abundancia de este foraminífero se hace cero antes de llegar al límite Oligoceno-Mioceno, por lo tanto queda claramente evidenciado que la correlación planteada hacia la base y tope de la secuencia esta soportada no solo por datos químicos sino también por datos sedimentológicos y bioestratigráficos. Gracias a ello, se puede indicar que existe una incongruencia asociada al pozo C, el cual presenta un espesor de columna casi a la mitad de los demás pozos, y basados en las correlaciones planteadas se propone la falta de una parte de la columna estratigráfica que correspondería aproximadamente a un valor de 350 pies (105 m) de espesor de columna que no están presentes en el pozo C. Para esta incongruencia se plantea la hipótesis de una posible falla que haya puesto en contacto la zona de UCR caracterizada por la Qz 1 con el espesor carbonático asociado al Oligoceno.

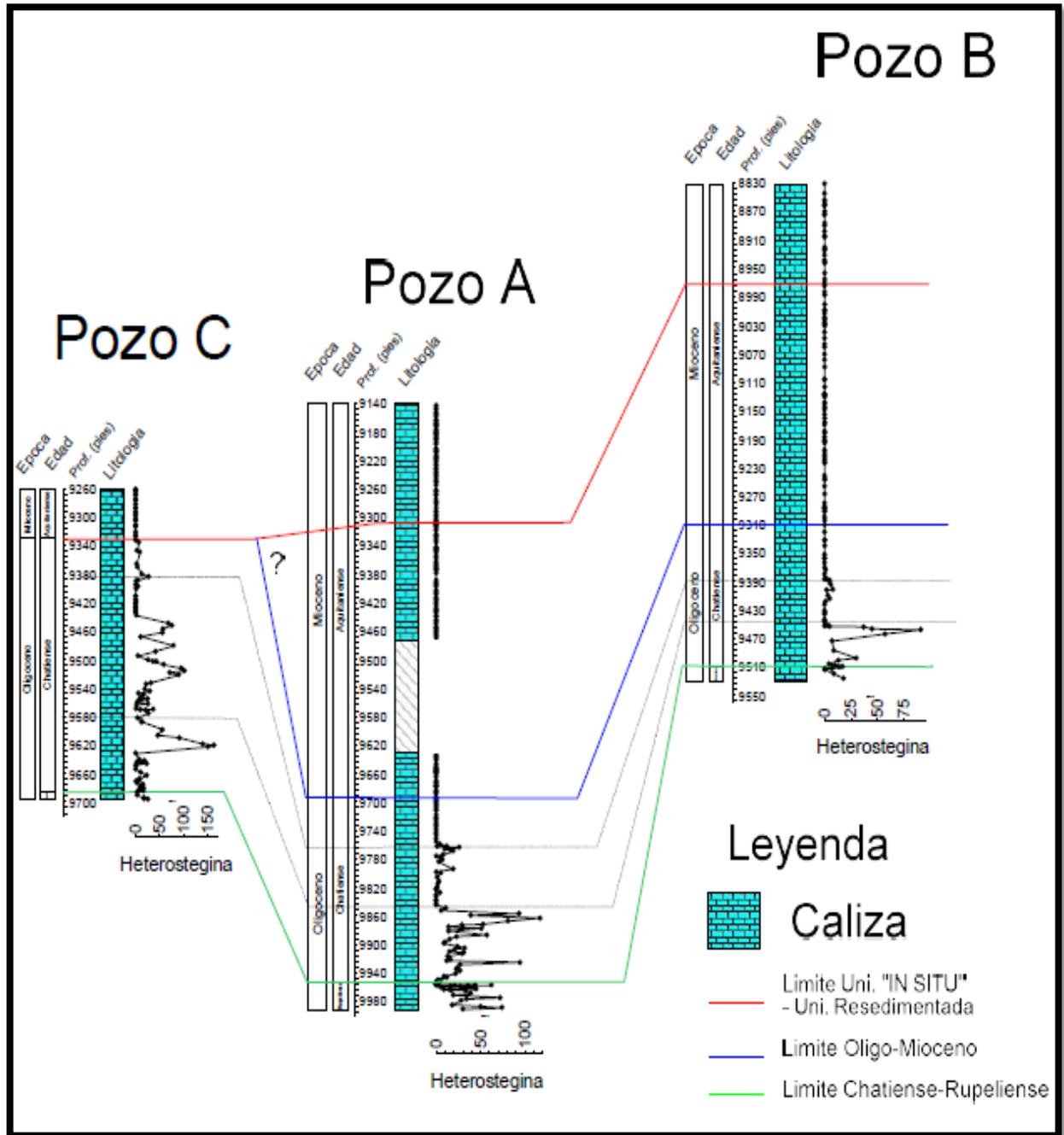


Figura 56. Correlación estratigráfica para el Oligoceno con base en la distribución del foraminífero béntico *Heterostegina* (datos tomados de Vanegas *et al.*, 2015).

5.6 Curvas isotópicas locales

Una vez realizado la correlación estratigráfica soportada por datos químicos, sedimentológicos y bioestratigráficos, se procedió a realizar una curva isotópica local con base en las mediciones isotópicas realizadas por Bolla et al, 2012 y Ortega et al., 2013 para el pozo A, Bolla et al., para el pozo B y los datos obtenidos a partir de este trabajo de investigación para el pozo C. Para ello se graficaron los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ para las diferentes alturas estratigráficas marcadas por la correlación antes planteada y se propuso una curva con tendencias asociadas a la dispersión de estos valores para los tres pozos.

En la figura 57 se muestra la curva isotópica local propuesta para la Plataforma Carbonática “Perla” sobre la base de los valores isotópicos obtenidos para roca total. La misma está realizada con los resultados de 213 muestras distribuidas a lo largo de la columna estratigráfica pertenecientes a los tres pozos objeto de este estudio, siendo un valor de muestra suficiente como para proponer una tendencia local en este sistema carbonático para este tiempo geológico determinado. En ella se puede apreciar un comportamiento no muy variante para el caso del $\delta^{13}\text{C}$, el cual quedo demostrado que presenta menor alteración por eventos diagenéticos, los valores oscilaron entre -1 y 0 ‰ para el $\delta^{13}\text{C}$, con algunos descensos y ascensos pero siendo la tendencia general decreciente hacia valores negativos. Por otro lado, para el caso del $\delta^{18}\text{O}$ la tendencia general es la contraria, es decir, aumentar hacia valores mayores. No obstante esta distribución si presenta una alta variación que oscila entre -5 y 0 ‰, posiblemente debido a la alteración diagenética ya mencionada.

Debido a la alteración por eventos diagenéticos que tuvieron lugar en estas secuencias carbonáticas estas curvas locales planteadas pueden no poseer la tendencia inicial, específicamente en el caso del $\delta^{18}\text{O}$ el cual es más afectado por los procesos secundarios que la firma isotópica del $\delta^{13}\text{C}$. No obstante si se observa la distribución de la curva isotópica global (figura 50 A) se aprecia que la curva obtenida para la Plataforma Carbonática “Perla” para el intervalo de tiempo que se trabajó corresponde con la distribución obtenida para estas curvas globales en los dos isótopos estables estudiados.

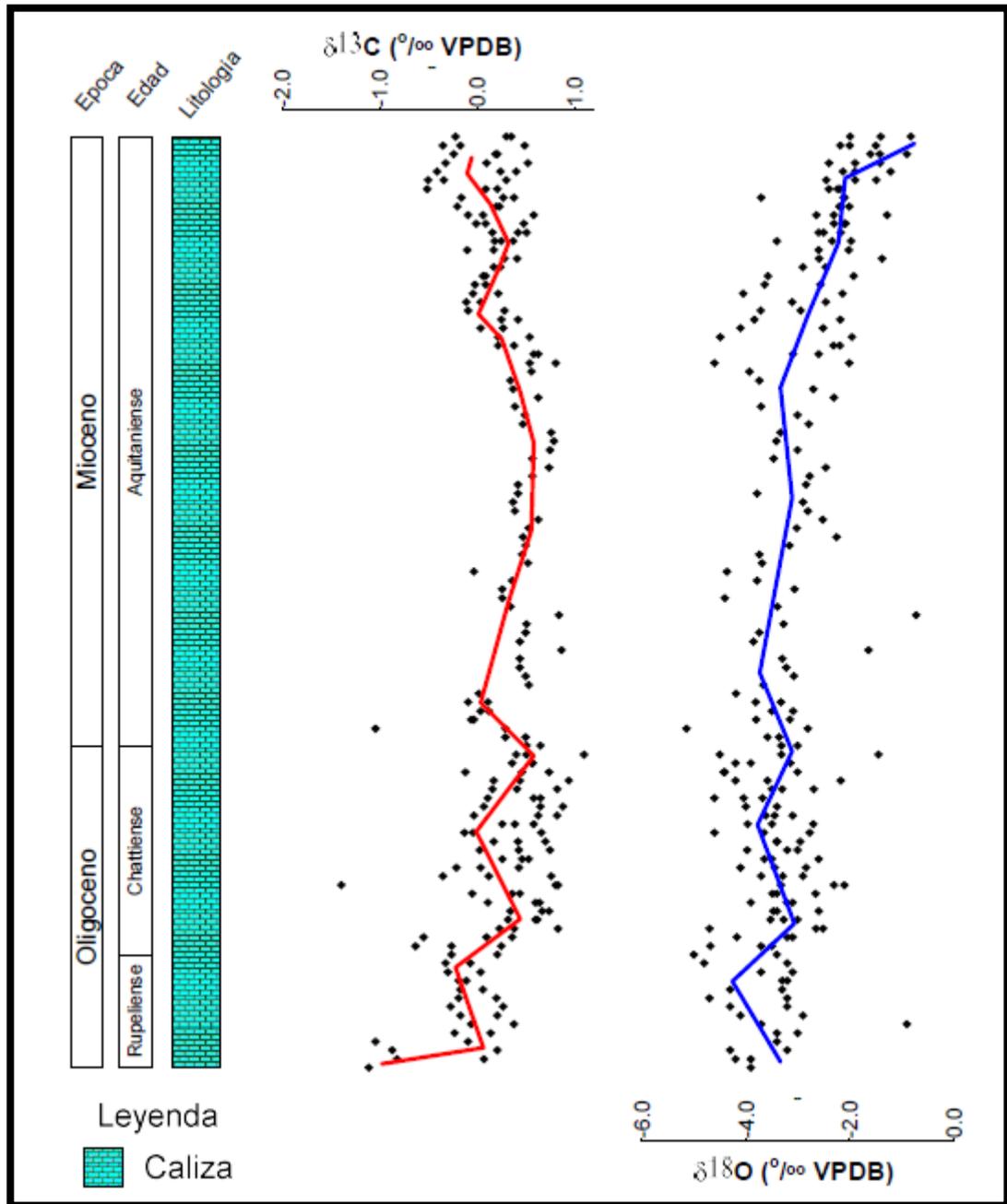


Figura 57. Distribución de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ local para la Plataforma Carbonática “Perla” en roca total, con base en los valores isotópicos hallados para los tres pozos estudiados.

De la misma manera se realizó una curva isotópica local con base en la medición isotópica del foraminífero béntico *Amphistegina*. Para esta curva se graficaron 35 datos pertenecientes a los tres pozos (figura 58), este valor de muestreo se constituye como bajo para plantear una curva local con base en las mediciones isotópicas para este determinado fósil. No obstante, al ser uno de los primeros estudios en Venezuela de mediciones isotópicas en este foraminífero bentónico se planteó proponer una curva de distribución local para estos pozos como una aproximación a lo que correspondería el comportamiento de los isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en este determinado tiempo geológico captado por este foraminífero.

En este caso se aprecia la misma tendencia que la observada por la curva con base en el análisis de roca total, es decir, decreciente hacia valores bajos para el $\delta^{13}\text{C}$ y creciente para el caso del $\delta^{18}\text{O}$. La diferencia radica en que la curva local presentada por el foraminífero béntico *Amphistegina* no posee tanta variación como la observada en el caso de la curva de roca total. La variación observada para el $\delta^{13}\text{C}$ oscila entre valores de -0,2 y -0,8 ‰, mientras que para el $\delta^{18}\text{O}$ la variación de los datos oscila entre -5 y -2 ‰. Este análisis isotópico en foraminífero se constituye como una herramienta útil en el estudio de las condiciones climáticas en el pasado, por lo que el desarrollo de esta herramienta en el ámbito nacional sería de gran utilidad tanto en la industria como en el área de investigación en ciencias de la tierra.

Este trabajo de investigación abre las puertas a futuros trabajos que se dediquen a profundizar en este mundo de los estudios interdisciplinarios que relaciona la geoquímica, la biología y la geología como parte de los estudios climáticos en el pasado.

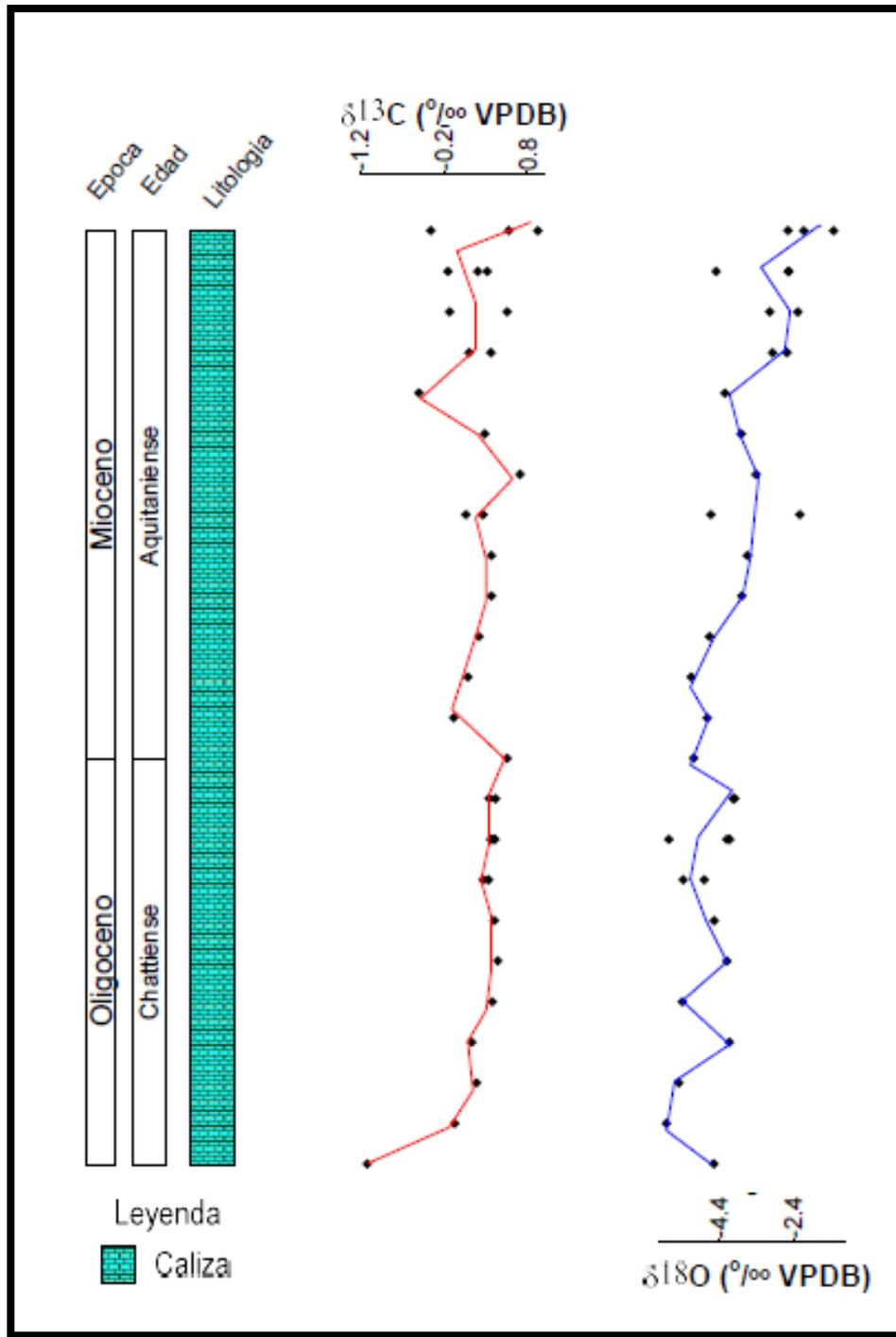


Figura 58. Distribución de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ local para la Plataforma Carbonática “Perla” en el foraminífero béntico *Amphistegina*, con base en los valores isotópicos hallados para los tres pozos estudiados.

6. CONCLUSIONES

- ✓ El análisis estadístico llevado a cabo para los tres pozos pertenecientes a la Plataforma Carbonática “Perla” agrupó a los siguientes elementos: **Al₂O₃-K₂O-SO₃-Fe₂O₃-Zn-P₂O₅-Y-Ni-Rb-Cr-Mn-Na₂O-Se-Mo** para el pozo A, **Al₂O₃-K₂O-Na₂O-Fe₂O₃** para el pozo B y **K₂O-Na₂O-Sc-Ti-V-Co-Ni-Zn-Mn** para el pozo C, lo que permitió establecer que los procesos geoquímicos asociados con aporte de detritos, acumulación de elementos redox-sensibles y activación de la dinámica de nutrientes actuaron simultáneamente en la formación de estas secuencias carbonáticas.
- ✓ El estudio quimioestratigráfico permitió establecer tres zonas claramente diferenciables de las zonas adyacentes para el pozo A, las cuales están marcadas por una alta abundancia en los elementos detríticos, elementos redox-sensibles, elementos biogénicos y la relación planctónicos/bentónicos para las Qz 1 y 2. En el caso de la Qz 3 solo existe la abundancia de los elementos asociados a fases detríticas. Esta abundancia en las variables mencionadas son asociadas a cambios en el nivel del mar.
- ✓ Para el pozo B se logró establecer claramente la Qz 1 y la Qz 3, caracterizadas al igual que el pozo A, por un aumento en las variables detríticas. La Qz 2 no pudo ser registrada por el análisis químico ni el análisis mineralógico. A pesar de ello, en la distribución isotópica del $\delta^{13}\text{C}$ se logró apreciar el mismo comportamiento (excursión positiva) que los demás pozos, por lo tanto esta quimiozona fue registrada por el análisis isotópico realizado en roca total.
- ✓ El pozo C fue caracterizado por presentar dos (Qz 1 y Qz 3) de las tres quimiozonas halladas para los pozos A y B. La primera quimiozona entra en contacto directo con el Oligoceno, siendo un comportamiento irregular al compararlos con los demás pozos estudiados. Esto permitió inferir una pérdida o ausencia de parte de la columna estratigráfica perteneciente a este pozo.
- ✓ El análisis mineralógico realizado mediante la técnica de Difracción de Rayos X permitió establecer las mismas quimiozonas planteadas con base en el análisis químico. Estas

zonas estuvieron marcadas por un claro aumento en la fase mineral Pirita, lo que fue asociado a condiciones de fugacidad de oxígeno menores a las presentadas por las zonas adyacentes donde no se detectó esta fase mineral.

- ✓ Las condiciones redox que predominaron en estas secuencias carbonáticas fueron de tipo óxicas, marcadas por una relación baja en V/Cr y en Ni/Co apreciadas en el gráfico propuesto por Rimmer, 2004 para los pozos A y C. No obstante, se aprecia un pequeño grupo de muestras en las cuales las condiciones redox fueron diferentes (altas relaciones) asociadas a las quimiozonas descritas donde es característico la abundancia de pirita.
- ✓ La Unidad Carbonática “IN SITU” presentaron mayor grado de diagénesis reflejado por la alta abundancia de la fase mineral Dolomita en comparación con la quimiozona 1, la cual está asociada a la Unidad Carbonática Resedimentada. Así mismo, los diagramas de dispersión de $\delta^{18}\text{O}$ en función de $\delta^{13}\text{C}$ no presentaron ninguna relación, marcados por valores en el coeficiente de correlación de Pearson de 0,0016 para el pozo A; 0,1062 para el pozo B y 0,0393 para el pozo C lo que indica que la firma isotópica inicial fue alterada por los eventos diagenéticos.
- ✓ El análisis isotópico de las muestras que presentaron más de 15% de dolomita mostró una mayor variación en la distribución de $\delta^{18}\text{O}$ que la presentada por $\delta^{13}\text{C}$. Este hecho sugiere que el $\delta^{18}\text{O}$ es afectado en mayor proporción que el $\delta^{13}\text{C}$ por eventos diagenéticos. Esta variación se debe a que la matriz en la cual existe el intercambio isotópico en equilibrio es agua.
- ✓ Las temperaturas calculadas para el pozo A y B exhibieron la misma tendencia decreciente, de valores altos ($\sim 35^\circ\text{C}$) correspondientes al Oligoceno a valores bajos ($\sim 26^\circ\text{C}$) correspondientes al Mioceno. El pozo C se caracterizó por poseer una tendencia constante hacia valores altos ($34\text{-}35^\circ\text{C}$) lo que confirma que la mayor parte de estratos de este pozo son de edad Oligoceno. Así mismo, los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ medidos en el foraminífero béntico *Amphistegina* hallados para el pozo C presentaron valores más

negativos (Oligoceno) que los obtenidos para los pozos A y B, ya que el muestreo de estos pozos en su mayoría fue en el Mioceno temprano.

- ✓ El evento de glaciación Mi1 no fue registrado en estas secuencias sedimentarias por ninguno de los análisis realizados (firma isotópica inicial alterada). Por otro lado, el límite Oligoceno-Mioceno para estas secuencias está marcado por un aumento en el nivel del mar. Este comportamiento contrario posiblemente esté ligado a un efecto “rebote” que propició un rápido deshielo y por ende un aumento en el nivel del mar, ya que en la curva isotópica global presentada por Zachos *et al.*, 2001 muestra una rápida recuperación hacia valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$.
- ✓ La correlación estratigráfica esta soportada por datos sedimentológicos (unidades descritas, porcentaje de Balánidos) tomados de Ortega *et al.*, 2013, datos bioestratigráficos (distribución del foraminífero bentónico *Heterostegina*) tomados de Vanegas *et al.*, 2015 y datos geoquímicos pertenecientes al presente trabajo (análisis elemental e isotópico), en donde se logró plantear la correlación para las quimiozonas descritas en los tres pozos. En el pozo C se apreció una incongruencia planteada por el contacto de la UCR (Qz 1) directamente con el Oligoceno, esto permitió inferir que existe una pérdida o ausencia de parte de la columna, lo cual esta posiblemente relacionado con una falla no detectada en la zona.
- ✓ Las curvas isotópicas realizadas para la Plataforma Carbonática “Perla” presentan las mismas tendencias que las curvas isotópica globales para el intervalo de tiempo geológico estudiado (Oligoceno Tardío- Mioceno Temprano). En donde se puede apreciar una tendencia general hacia valores mayores para el $\delta^{18}\text{O}$ (enriquecimiento del isotopo pesado), mientras que para el $\delta^{13}\text{C}$ la tendencia es contraria hacia valores menores (empobrecimiento en el isotopo pesado).

7. RECOMENDACIONES

- ✓ Realizar análisis de los elementos mayoritarios tales como SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SO_3 y P_2O_5 para el pozo C y comparar su distribución con las obtenidas para los las especies K_2O y Na_2O en este trabajo de investigación.
- ✓ Enfocar estudios a detalle en el pozo C con la finalidad de resolver la incongruencia encontrada, en donde se aprecia que existe una pérdida de parte de la columna asociada posiblemente a una falla no detectada.
- ✓ Continuar las investigaciones sobre las mediciones isotópicas en los fósiles tanto foraminíferos bentónicos como planctónicos, ya que esta se constituye como una herramienta en los estudios paleoclimáticos bastante útil.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Albarède, F., (2009). *Geochemistry an introduction*. Second Edition, New York: Cambridge University Press. 342 p.
- Allègre, J.C., (2008). *Isotope geology*. New York: Cambridge University Press. 512 p.
- Armstrong, H., Brasier, M. (2005). *Microfossils*. Second Edition. Blackwell Publishing. Australia, 305 p.
- Anderson, P.O.D., Worden, R.H., Hodgson, D.M., Flint, S., (2004). Provenance evolution and chemostratigraphy of a Palaeozoic submarine fan-complex: Tanqua Karoo Basin, South Africa. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 555-577.
- Audemard, F., (1995). Evolution geodynamique de la facade nord sud-americaine: nouveaux apports de l'histoire geologique du bassin de Falcon, Venezuela. Presentado en la 3^{era} conferencia geológica de la sociedad geológica de Trinidad y Tobago.
- Audemard, F., (1997). Tectónica activa de la región Septentrional de la Cuenca invertida de Falcón, Venezuela Occidental. *Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano*, Tomo I, 93-100.
- Ávila, Y., Fragiél, S., Gutiérrez, J.V., Martínez, M., (2007). Estudio quimioestratigráfico de la Formación Socorro, cuenca central de Falcón, Venezuela. Trabajo presentado en el IX Congreso Geológico Venezolano. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- Azar, E., (2015). *Evaluación de los métodos de RIR y patrón externo en la cuantificación de fases minerales mediante la técnica de difracción de rayos X* (trabajo de pasantías). Universidad Central de Venezuela. 76 p.

- Azmy, K., Stouge, S., Brand, U., Bagnoli, G., Ripperdan R. (2014). High-resolution chemostratigraphy of the Cambrian–Ordovician GSSP: Enhanced global correlation tool. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 409, 135-144.
- Báldi, K., (2005). Paleooceanography and climate of the Badenian (Middle Miocene, 16.4 –13.0 Ma) in the Central Paratethys based on foraminifera and stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) evidence. *Int J Earth Sci.* 95, 119-142.
- Bard, R.C., Erez, J., Zilberman, T. (2008). Intra-shell oxygen isotope ratios in the benthic foraminifera genus *Amphistegina* and the influence of seawater carbonate chemistry and temperature on this ratio. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 6006-6014.
- Baquero, M.L., Valencia, V.A., Urbani, F., Grande, S.J., Mendi, D.J., (2013). Petrografía y geocronología U-Pb en zircón de un Plutón granodiorítico de edad Eoceno Inferior ubicado en el basamento del campo PERLA, Golfo de Venezuela, NO Venezuela (informe No. NTE-1677). PDVSA-INTEVEP, Venezuela.
- Beavington, S.J., Racey, A. (2004). Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews*, 67, 219-265 p.
- Boesi T. y Goddard D. (1988). A new geology model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcon Basin, Northwestern Venezuela. *Memorias del VI Congreso Geológico Venezolano*, Tomo I, 303-319.
- Boggs, S., (2009). *Petrology of sedimentary rocks*. Second Edition, New York: Cambridge University Press. 600 p.
- Bolla, E., Borromeo, O., Miraglia, S., Sartorio, D., Bersani, A., Cecinato, F., Radaeli, F., Ortenzi, A., (2010). Well Perla 2 ST1: Geological, petrophysical and geomechanical characterization of the cored Interval (reporte No. 44/2010). Eni-Venezuela.

- Bolla, E., Borromeo, O., Miraglia, S., Sartorio, D., Bersani, A., Cecinato, F., Radaeli, F., Ortenzi, A., (2012). Well Perla 3X: Geological, petrophysical and geomechanical characterization of the cored Interval (reporte No. 05/2012). Eni-Venezuela.
- Catuneanu, O., (2006). Principles of sequence stratigraphy. First Edition, Elsevier. Oxford, United Kingdom. 375 p.
- Cramer, B.S., Toggweiler, J.R., Wright, J.D., Katz, M.E., Miller, K.G., (2009). Ocean overturning since the Late Cretaceous: Inferences from a new benthic foraminiferal isotope compilation. *Paleoceanography*, 24, 1-14.
- Dayong, J., Weicheng, H., Shunliang, B., (1999). Relationship between Milankovitch eccentricity cyclicity and chemo-cycles from the upper Givetian (Devonian) in Guangxi, South China. *Chinese Science Bulletin*, 44, 1697-1700.
- De Abreu, D.G., (2005). *Estudio quimioestratigráfico de las lutitas de la Formación El Paraíso, Quebrada Paraíso, Estado Falcón, Venezuela* (Tesis de pregrado). Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 103 p.
- Diaz de Gamero, M.L., (1977). Estratigrafía y micropaleontología del Oligoceno y Mioceno Inferior del centro de la Cuenca de Falcón, Venezuela. GEOS 22-3-60, Escuela de Geología y Minas, UCV, Caracas, Venezuela.
- Do Campo, M., Guevara, S., (2005). Provenance analysis and tectonic setting of late Neoproterozoic metasedimentary successions in NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 143–153.
- Edwards, C.T., Saltzman, M.R. (2014). Carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) stratigraphy of the Lower–Middle Ordovician (Tremadocian–Darriwilian) in the Great Basin, western United

States: Implications for global correlation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 399, 1-20.

Fournier, H. W. (1999). *Estudio de los minerales de arcilla en la sección de Agua Blanca - Altagracia de Orituco. Estados Guárico y Miranda* (tesis de pregrado), Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 196 p.

Fralick, P.W. y Kronberg, B.I., (1997). Geochemical discrimination of elastic sedimentary rock sources. *Sedimentary Geology*, 113, 111-124.

Francis, J.E., Marensi, S., Levy, R., Hambrey, M., Thorn, V.C., Mohr, B., Brinkhuis, H., Warnaar, J., Zachos, J., Bohaty, S., DeConto, R., (2009). Chapter 8: from greenhouse to icehouse- the Eocene/Oligocene in Antarctica. *Developments in Earth & Environmental Sciences*, 309-368.

Garban, G., (2010). *Geoquímica y Estratigrafía del Miembro Ftanita de Táchira (Cretácico Tardío), Formación la Luna, Venezuela occidental: implicaciones paleoceanográficas y paleoambientales* (Tesis de Doctorado). Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 421 p.

González de Juana, C., Iturralde de Arozena, J., Picard, X., (1980). *Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas. Tomo I, Primera Edición*. Ediciones Foninves. Caracas, Venezuela. 1031 p.

Groot, P.A., (2009). *Handbook of stable isotope analytical techniques. Volumen II, First Edition*. Elsevier. Oxford, United Kingdom. 1372 p.

- Grossman, E. (2012). Applying oxygen isotope paleothermometry in deep time. In *Reconstructing Earth’s Deep-Time Climate—The State of the Art*. The Paleontological Society Papers, 18, 39-67 p.
- Guerrero, R., (2008). *Estudio Quimioestratigráfico de la Formación Querales (Mioceno Temprano a Medio) Cuenca Central de Falcón, Venezuela*. (Tesis de pregrado). Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 153 p.
- Guo, Q., Shield, G., Liu, C., Strauss, H., Zhu, M., Pi, D., Golbert, T., Yang, J., (2007). Trace element chemostratigraphy of two Ediacaran–Cambrian successions in South China: Implications for organosedimentary metal enrichment and silicification in the early Cambrian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254, 194–216.
- Hair, J.F., Anderson, R.E., Tatham, R.L., Black, W.C, (1999). *Análisis multivariante*. Quinta Edición. Prentice-Hall. Madrid, España.
- Halverson, G.P., Wade, B.P., Hurtgen, M.T., and Barovich, K.M., (2010). Neoproterozoic chemostratigraphy. *Precambrian Research*, 182, 337-350.
- Henríquez, H.L. y Martínez, L.M., (1999). *Metodología para el análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno en carbonatos (informe No. INT-6070)*. PDVSA-INTEVEP, Venezuela.
- Hoefs, J., (2009). *Stable isotope geochemistry*. Sixth Edition, Germany: Springer. 285 p.
- Holmden, C., Braun, W.K., Patterson, W.P., Eglington, B.M., Prokopiuk, T.C., and Whittaker, S. (2006): Carbon isotope chemostratigraphy of Frasnian sequences in western Canada; *in* Summary of Investigations 2006, Volume 1, Saskatchewan Geological Survey, 1-6.

- Hong-Fei, L., Hong-Zhen, F., Jia-Yong, P., Shao-Yong, J., Yong-Quan, C., Xi, C. (2007). Carbon isotope variation through the Neoproterozoic Doushantuo and Dengying Formations, South China: Implications for chemostratigraphy and paleoenvironmental change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254, 158-174.
- Huber, B.T., MacLeod, K.G., Grocke, D.R., Kucera, M., (2011). Paleotemperature and paleosalinity inferences and chemostratigraphy across the Aptian/Albian boundary in the subtropical North Atlantic. *Paleoceanography*, 26, 1-20.
- Jimenez, L.D., (2008). *Geología y Geoquímica de las dolomías del miembro O de la Formación Escandalosa de la cuenca de Barinas, Venezuela. Núcleo del Pozo BOR 12X* (tesis de pregrado). Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 89 p.
- Jones, W. R., (2014). *Foraminifera and their applications*. First Edition, New York: Cambridge University Press. 360 p.
- Kah, L., Bartley, J.K., Teal, D.A. (2012). Chemostratigraphy of the Late Mesoproterozoic Atar Group, Taoudeni Basin, Mauritania: Muted isotopic variability, facies correlation, and global isotopic trends. *Precambrian Research*, 200-203, 82-103.
- Katz, M.E., Cramer, B.S., Franzese, A., Honisch, B., Miller, K.G., Rosenthal, Y., Wright J.D., (2010). Traditional and emerging geochemical proxies in foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 40, 165-192.
- Kemp, J.A., y Bronw, J.C., (1990). Microwave digestion of carbonate rock sample for chemical analysis. *Analyst*, 115, 1197-1199.
- Margotta, J.A., Ramirez, K.M., (2004). *Caracterización quimioestratigráfica de la sección basal de la Formación Querecual, Isla Chimana Grande, Estado Anzoátegui*. (Tesis de Pregrado). Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 151 p.

- Mashiotta, T.A., Lea, D.W., Spero, H.J., (1999). Glacial–interglacial changes in Subantarctic sea surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ -water using foraminiferal Mg. *Earth and Planetary Science Letters*, 170, 417-432.
- Mason, B., and Moore, C., (1982). *Principles of geochemistry*. Fourth Edition, New York: John Wiley & Sons. 344 p.
- McSween, H.Y., Richardson, S.M., and Uhle, M.E., (2003). *Geochemistry: pathways and processes*. Second Edition, New York: Columbia University Press. 363 p.
- Méndez, M., Salas, M., Gutiérrez, J.V., Martínez, M., (2007). Quimioestratigrafía de la Formación Pecaya (Oligoceno), noreste de Venezuela: proveniencia y condiciones redox. Trabajo presentado en el IX Congreso Geológico Venezolano. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- Méndez, J., (2006). *Petrología y ambientes sedimentarios*. Universidad Central de Venezuela. Caracas Venezuela. 363 p.
- Miller, K.G., (1991). Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *Journal of Geophysical Research*, 96, 6829-6848.
- Montero, J.C., Albaladejo, J.P., Fernández, J.A., Martínez, M.M., and Gutiérrez, J.V., (2010). Sedimentary chemofacies characterization by means of multivariate analysis. *Sedimentary Geology*, 228, 218-228.
- Montero, J.C., Follmi, K.B., Adatte, T., Spangenberg, J., Tribovillard, N., Fantasia, A., Suan, G., (2015). Continental weathering and redox conditions during the early Toarcian Oceanic Anoxic Event in the northwestern Tethys: Insight from the Posidonia Shale section in the Swiss Jura Mountains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 429, 83-89.

- Morford, J.L., and Emerson, S., (1999). The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 1735-1750.
- Murray, J. (2006). *Ecology and applications of benthic foraminifera*. First Edition, New York: Cambridge University Press. 440 p.
- Nichols, G., (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. Second Edition, United Kingdom: John Wiley & Sons. 419 p.
- Nieves, K., (2011). *Estudio quimioestratigráfico de la Formación Agua Clara (Mioceno Temprano), Cuenca de Falcón, Venezuela*. (Tesis de Pregrado). Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 126 p.
- Ohta, S., Kaiho, K., Takei, T., (2003). Relationship between surface-water temperature and ice-sheet expansion during the middle Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 201, 307-320.
- Ortega, S.C., Vásquez, J.I., Martínez, J.A., Medina, C.Y., Cortes, S., Bustamante, C.L., (2013). Estudio sedimentológico de los depósitos carbonáticos Oligo-Mioceno en los pozos Perla-2St1, Perla-3X y COR-1XSt2, área del Golfo de Venezuela (informe No. INT-14179). PDVSA-INTEVEP, Venezuela.
- Otonello, G., (1997). *Principles of geochemistry*. New York: Columbia University Press. 894 P.
- Papp, D.C., Cociuba, I., Lazar, D. (2013). Carbon and oxygen-isotope stratigraphy of the Early Cretaceous carbonate platform of Padurea Craiului (Apuseni Mountains, Romania): A chemostratigraphic correlation and paleoenvironmental tool. *Applied Geochemistry*, 32, 3-16.

- Pearce, T.J., Besly, B.M., Wray, D.S., and Wright, D. K., (1999). Chemostratigraphy: a method to improve interwell correlation in barren sequences — a case study using onshore Duckmantian/Stephanian sequences (West Midlands, U.K.). *Sedimentary Geology*, 124, 197-220.
- Pearce, M., Jarvis, I., Swan, A., Murphy, A., Tocher, B., Edmunds, M., (2003). Integrating palynological and geochemical data in a new approach to palaeoecological studies: Upper Cretaceous of the Banterwick Barn Chalk borehole, Berkshire, UK. *Marine Micropaleontology*, 47, 271-306.
- Pekar, S.F. and DeConto, R.M., (2006). High-resolution ice-volume estimates for the early Miocene: evidence for a dynamic ice sheet in Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231, 101-109.
- Railsback, B.L., (2006). Some fundamentals of mineralogy and geochemistry. Departamento de geología, Universidad de Georgia. Recuperado de www.gly.uga.edu/railsback/fundamentalsindex.html
- Reátegui, K., Martínez, M., Esteves, I., Gutiérrez, J.V., Martínez, A., Meléndez, W., Urbani, F., (2004). Geochemistry of the Mirador Formation (Late Eocene-Early Oligocene), southwestern Venezuela: Chemostratigraphic constraints on provenance and the influence of the sea level. *Geochemical Journal*, 39, 213-226.
- Reed, W., (1992). Report of investigation: reference material 8543-8546. National institute of standards and technology. Gaithersburg, Maryland.
- Renard, M., (1985). Pelagic carbonate chemostratigraphy (Sr, Mg, ^{18}O , ^{13}C). *Marine Micropaleontology*, 10, 117-164.

- Rey, O., Martínez, M., Romero, M., Vera, R., Ariza, M., Alezones, R., Gutiérrez, J.V., (2009). Sedimentología y Geoquímica sedimentaria de la Formación El Paraíso, Cuenca de Falcón, Venezuela. *Revista de la Facultad de Ingeniería U.C.V*, 24, 17-27.
- Rimmer, S.M., (2004). Geochemical paleoredox indicators in Devonian–Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA). *Chemical Geology*, 206, 373-391.
- Salas, M., (2006). *Quimioestratigrafía de la Formación Pecaya (Oligoceno) Cuenca Central de Falcón, Venezuela: Variaciones Redox*. (Tesis de Pregrado). Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 162 p.
- Scrag, D., DePaolo, D., Richter, F.M. (1995). Reconstructing past sea surface temperatures: Correcting for diagenesis of bulk marine carbonate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2265-2278.
- Selley, R.C., (2000). *Applied sedimentology*. Second Edition, United Kingdom: Academic Press. 521 p.
- Soto, G. (2007). *Identificación de sistemas encadenados en sedimentos pelágicos mediante métodos geoquímicos, Formación La Luna, Occidente de Venezuela* (tesis de maestría). Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 219 p.
- Valencia, L., (2007). *Estudio quimioestratigráfico de la sección inferior de la Formación Urumaco (Mioceno Tardío), Cuenca Central de Falcón, Venezuela*. (Tesis de Pregrado). Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 118 p.
- Vanegas, J.A., Cañizales, M.A., Ramírez, L.C., Díaz, E.J., Ruiz, P.J., Brito, J.G., (2014). Recopilación de metodologías utilizadas por los laboratorios de Bioestratigrafía de PDVSA-INTEVEP (informe en imprenta). PDVSA-INTEVEP, Venezuela.
- Vanegas, J.A., Farías, A.C., Soto, G.R., Cañizales, M.A., Aparicio, M.A., Cabrera, D.L., Ramírez K.M., (2011). Estudio Bioestratigráfico integrado del intervalo del Núcleo (9143'4''-

9991’8”) del Pozo Perla 2ST1, Bloque Cardón IV, Golfo de Venezuela (informe No. INT-13725). PDVSA-INTEVEP, Venezuela.

Vanegas, J.A., Farías, A.C., Soto, G.R., Cañizales, M.A., Aparicio, M.A., Cabrera, D.L., Ramírez K.M., (2015). Cuento bioestratigráfico de los pozos Perla 2st, Perla 3X y Perla 4X pertenecientes a la Plataforma Carbonática “Perla” (informe interno inedito). PDVSA-INTEVEP, Venezuela.

Villaroel, V.I., (2007). *Estudio quimioestratigráfico de las lutitas de la Formación El Paraíso, Quebrada Paraíso, Estado Falcón, Venezuela* (Tesis de pregrado). Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela. 110 p.

Westerhold, T., Bickert, T., Rohl, U., (2005). Middle to late Miocene oxygen isotope stratigraphy of ODP site 1085 (SE Atlantic): new constrains on Miocene climate variability and sea-level fluctuations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 217, 205-222.

Wilson, G.S., Pekar, S.F., Naish, T.R., Passchier, S., DeConto, R., (2009). Chapter 9: the Oligocene–Miocene boundary – Antarctic climate response to orbital forcing. *Developments in Earth & Environmental Sciences*, 368-400.

Woodruff, F. and Douglas R.G., (1981). Response of deep-sea benthic foraminifera to Miocene paleoclimatic. *Marine Micropaleontology*, 6, 617-632.

Xianghui, L., Wenli, X., Weihong, L., Yong, Z., Yin, Wang., Yong, S., Ling, L., (2013). Climatic and environmental indications of carbon and oxygen isotopes from the Lower Cretaceous calcrete and lacustrine carbonates in Southeast and Northwest China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 385,171-189.

Zachary, S., (2007). Principle of stable geochemistry. First Edition. Pearson Prentice Hall. New Jersey, USA. 344 p.

Zachos, J., Shackleton, N., Revenaugh, J., Palike, H., Flower, B., (2001-a). Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. *Science*, 292, 274-278.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., (2001-b). Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686-693.

9. APÉNDICES

APENDICE I: CONCENTRACIÓN DE LOS ELEMENTOS ANALIZADOS

POZO A

Prof. (pies)	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₃ (%)	CO ₂ Teori. (%)
9140,00	3,999	0,046	1,956	0,822	1,726	49,742	0,265	0,238	0,148	0,208	41,668
9143,33	0,372	N.D.	0,212	0,193	1,304	53,244	0,177	0,030	0,066	0,078	43,813
9159,33	0,672	0,003	0,366	0,140	1,248	52,835	0,207	0,048	0,072	0,072	43,397
9167,50	0,962	0,018	0,489	0,234	1,450	52,120	0,202	0,068	0,069	0,090	43,151
9176,33	1,807	0,028	0,845	0,553	1,556	50,848	0,201	0,105	0,099	0,150	42,310
9184,41	1,195	0,006	0,480	0,200	1,142	53,341	0,200	0,060	0,062	0,075	43,621
9190,50	3,054	0,048	1,270	0,530	1,482	51,215	0,221	0,161	0,072	0,141	42,461
9194,58	1,607	0,016	0,732	0,503	1,323	52,241	0,190	0,099	0,070	0,125	43,033
9199,16	0,245	N.D.	0,171	0,088	1,016	53,864	0,183	0,024	0,044	0,056	43,843
9204,33	1,303	0,025	0,755	0,268	1,102	52,969	0,187	0,093	0,056	0,097	43,254
9212,33	0,445	N.D.	0,270	0,110	1,585	53,005	0,187	0,031	0,059	0,048	44,073
9227,33	3,849	0,043	1,938	0,589	1,185	50,463	0,394	0,253	0,058	0,154	41,367
9233,41	1,051	0,007	0,444	0,237	1,013	53,666	0,187	0,056	0,082	0,086	43,672
9246,33	0,588	N.D.	0,340	0,120	1,133	53,403	0,221	0,042	0,081	0,087	43,661
9255,33	0,843	0,005	0,454	0,144	0,840	53,813	0,198	0,055	0,065	0,072	43,512
9262,00	0,984	0,000	0,456	0,942	0,876	52,054	0,223	0,051	0,140	0,332	42,191
9262,33	0,937	0,002	0,510	1,524	0,972	52,541	0,223	0,058	0,195	0,306	42,724
9279,33	0,460	0,003	0,296	0,114	2,213	51,331	0,200	0,044	0,057	0,053	43,756
9286,33	0,044	N.D.	0,081	0,027	0,861	53,554	0,169	0,009	0,046	0,029	43,358
9303,33	N.D.	N.D.	0,033	0,004	2,434	53,094	0,169	0,001	0,036	0,014	45,504
9311,00	N.D.	N.D.	0,026	0,007	0,735	53,832	0,169	0,004	0,043	0,022	43,377
9312,08	N.D.	N.D.	0,020	0,007	0,862	55,451	0,232	0,004	0,040	0,022	44,848
9335,25	0,311	N.D.	0,238	0,066	3,276	50,569	1,131	0,080	0,091	0,063	44,839
9342,25	0,048	N.D.	0,080	0,020	2,718	51,971	0,178	0,009	0,043	0,037	45,073
9355,33	N.D.	N.D.	0,038	0,004	1,684	53,823	0,173	0,001	0,034	0,015	44,882
9366,33	N.D.	N.D.	0,040	0,004	1,554	52,931	0,185	0,003	0,028	0,019	43,975

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática "Perla"

Prof. (pies)	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₃ (%)	CO ₂ Teori. (%)
9371,33	N.D.	N.D.	0,035	0,004	0,890	55,004	0,309	0,011	0,032	0,017	44,540
9378,33	N.D.	N.D.	0,013	N.D	2,429	53,689	0,173	0,001	0,036	0,008	45,963
9392,25	N.D.	N.D.	0,017	N.D	4,706	48,281	0,493	0,010	0,032	0,032	45,345
9397,33	N.D.	N.D.	0,013	N.D	1,897	51,737	0,163	N.D	0,046	0,013	43,586
9399,16	N.D.	N.D.	1,123	0,013	1,592	49,959	0,177	0,004	0,084	0,031	41,705
9403,33	N.D.	N.D.	0,023	0,005	1,499	51,151	0,262	0,007	0,067	0,025	42,490
9417,33	N.D.	N.D.	0,026	0,003	1,744	52,819	0,779	0,013	0,026	0,018	44,186
9431,08	0,059	N.D.	0,078	0,014	0,472	55,621	0,163	0,008	0,033	0,019	44,359
9438,33	N.D.	N.D.	0,043	0,006	1,326	54,621	0,167	0,005	0,035	0,018	44,936
9446,66	0,089	N.D.	0,098	0,022	3,660	46,272	0,178	0,013	0,069	0,031	42,104
9454,33	0,004	N.D.	0,043	0,002	2,096	53,969	0,205	0,009	0,065	0,020	45,650
9460,33	0,018	N.D.	0,045	0,005	1,012	55,743	0,166	0,002	0,037	0,017	45,317
9468,08	N.D.	N.D.	0,047	0,002	4,160	49,457	0,178	0,004	0,044	0,021	45,400
9473,16	0,017	N.D.	0,048	0,001	4,125	48,629	0,174	0,003	0,038	0,020	44,695
9631,33	0,029	N.D.	0,059	0,007	0,969	54,470	0,156	0,007	0,038	0,017	44,249
9638,41	N.D.	N.D.	0,035	0,006	2,409	52,449	0,192	0,007	0,030	0,018	44,957
9647,33	N.D.	N.D.	0,052	0,004	1,522	53,446	0,787	0,033	0,032	0,073	44,317
9654,08	0,011	N.D.	0,054	0,017	6,283	44,409	0,526	0,014	0,080	0,068	44,819
9658,58	N.D.	N.D.	0,020	0,001	1,627	53,704	0,171	0,003	0,035	0,017	44,697
9664,25	0,014	N.D.	0,060	0,018	7,334	44,716	0,166	0,006	0,057	0,005	46,736
9673,33	N.D.	N.D.	0,034	0,005	2,425	52,031	0,164	0,005	0,052	0,015	44,655
9682,33	0,018	N.D.	0,042	0,004	6,752	46,186	0,167	0,004	0,042	0,015	46,963
9696,00	9,839	0,183	4,506	1,163	5,452	32,294	1,244	0,706	0,648	0,108	33,761
9704,33	0,055	N.D.	0,056	0,014	2,653	52,079	0,175	0,006	0,048	0,019	45,056
9712,25	N.D.	N.D.	0,040	0,009	3,549	48,953	0,164	0,005	0,070	0,021	44,032
9722,33	N.D.	N.D.	0,057	0,002	1,955	52,110	0,181	0,005	0,033	0,017	43,969
9737,33	N.D.	N.D.	0,034	0,011	7,213	45,058	0,215	0,005	0,048	0,028	46,812
9744,33	0,068	N.D.	0,086	0,021	3,194	50,343	0,172	0,010	0,053	0,030	44,555
9747,33	0,029	N.D.	0,066	0,012	3,514	50,520	0,170	0,006	0,036	0,020	45,204
9759,33	0,079	N.D.	0,093	0,034	4,399	47,953	0,184	0,014	0,099	0,045	44,598
9762,25	0,285	0,001	0,182	0,088	4,360	49,035	0,272	0,032	0,073	0,075	45,378

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática "Perla"

Prof. (pies)	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₃ (%)	CO ₂ Teori. (%)
9774,33	0,224	N.D.	0,141	0,033	5,313	47,955	0,185	0,017	0,043	0,036	46,054
9781,33	0,075	N.D.	0,084	0,023	5,622	48,495	0,178	0,009	0,049	0,026	46,972
9792,33	0,086	N.D.	0,084	0,016	5,467	48,837	0,190	0,008	0,043	0,025	46,994
9802,25	N.D.	N.D.	0,027	0,013	5,692	48,433	0,197	0,004	0,043	0,004	47,037
9811,33	0,721	N.D.	0,159	0,049	5,618	46,002	0,190	0,017	0,075	0,043	45,008
9822,33	1,177	0,009	0,576	0,117	0,831	54,156	0,190	0,075	0,112	0,065	43,760
9830,33	0,064	N.D.	0,070	0,010	1,016	54,819	0,176	0,004	0,038	0,016	44,598
9837,58	0,210	N.D.	0,089	0,020	0,469	55,468	0,176	0,008	0,017	0,023	44,235
9852,42	0,042	N.D.	0,043	0,012	1,067	53,875	0,158	0,004	0,036	0,020	43,939
9859,33	0,304	N.D.	0,122	0,062	6,785	45,892	0,175	0,018	0,074	0,042	46,780
9870,25	0,186	N.D.	0,080	0,021	3,027	51,813	0,180	0,009	0,036	0,018	45,442
9873,16	0,501	0,003	0,116	0,039	4,212	49,737	0,192	0,021	0,061	0,034	45,697
9881,33	0,863	0,006	0,132	0,058	1,259	53,753	0,180	0,025	0,133	0,037	44,142
9893,00	0,260	N.D.	0,071	0,020	4,997	49,129	0,179	0,010	0,070	0,021	46,474
9905,33	0,013	N.D.	0,032	0,006	1,907	52,979	0,185	0,005	0,040	0,014	44,574
9912,25	0,050	N.D.	0,065	0,007	5,699	46,734	0,171	0,007	0,081	0,025	45,715
9946,33	7,030	0,116	0,380	0,170	0,974	49,674	0,227	0,093	0,056	0,073	40,467
9950,42	35,104	0,504	11,647	4,827	4,651	16,768	1,281	2,702	0,124	0,329	19,633
9952,00	16,099	0,124	0,775	0,207	0,445	45,021	0,314	0,201	0,058	0,090	35,940
9956,33	1,210	0,007	0,308	0,114	0,847	54,290	0,199	0,037	0,057	0,104	43,903
9960,16	N.D.	N.D.	0,043	0,072	15,011	37,081	0,179	0,006	0,048	0,042	52,974
9965,00	0,090	N.D.	0,080	0,022	1,025	54,043	0,180	0,007	0,086	0,044	44,003
9977,25	0,116	N.D.	0,100	0,018	0,951	55,115	0,178	0,013	0,060	0,020	44,724
9985,33	N.D.	N.D.	0,026	0,019	2,841	51,331	0,186	0,006	0,039	0,015	44,769
9987,66	N.D.	N.D.	0,040	0,036	5,051	48,175	0,185	0,008	0,062	0,018	45,812
9991,66	N.D.	N.D.	0,045	0,020	2,663	52,324	0,196	0,006	0,043	0,022	45,264

N.D. no detectado.

POZO A

Prof. (pies)	V (ppm)	Cr (ppm)	Mn (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ga (ppm)	Ge (ppm)	As (ppm)	Se (ppm)
9140,00	30,9	15,2	65,5	1,4	7,1	5,6	26,9	1,5	6,5	N.D.	2,3
9143,33	3,6	12,2	26,7	1,0	3,1	7,8	11,1	N.D.	6,0	N.D.	3,2
9159,33	15,1	11,3	14,7	0,6	4,7	5,5	8,7	0,3	6,0	N.D.	3,7
9167,50	21,4	15,7	20,8	1,1	10,5	3,8	16,8	0,2	6,5	N.D.	3,9
9176,33	24,1	17,9	27,4	2,5	13,9	7,3	15,2	0,5	6,3	2,5	3,6
9184,41	10,6	11,6	15,0	0,9	5,2	2,5	10,8	0,1	6,4	N.D.	2,3
9190,50	25,9	22,5	27,9	1,9	8,4	3,8	21,6	1,3	6,3	N.D.	3,0
9194,58	18,6	13,0	51,8	1,7	4,8	3,5	15,1	0,7	6,6	N.D.	2,2
9199,16	34,4	14,6	18,5	N.D.	7,7	4,5	10,7	0,1	6,4	N.D.	3,0
9204,33	28,6	15,9	17,8	0,7	9,2	5,5	11,5	0,8	6,4	N.D.	4,4
9212,33	12,7	10,6	14,7	0,6	4,5	1,7	7,3	0,1	6,2	N.D.	2,9
9227,33	24,4	22,3	23,5	0,6	9,2	6,6	21,7	1,9	6,5	N.D.	2,7
9233,41	9,9	12,2	26,3	0,0	4,5	5,1	12,7	0,2	6,3	N.D.	2,7
9246,33	10,4	8,5	14,4	0,1	4,5	2,5	7,4	N.D.	6,0	N.D.	2,3
9255,33	9,1	12,6	16,4	N.D.	3,5	4,5	10,6	0,5	6,5	N.D.	3,0
9262,00	33,6	37,0	29,0	1,2	4,7	5,3	27,1	N.D.	5,2	2,3	2,4
9262,33	43,0	47,0	32,8	1,2	6,7	2,2	38,8	N.D.	6,1	11,3	3,7
9279,33	10,9	8,4	16,0	0,2	3,8	5,2	5,6	0,1	6,1	N.D.	2,5
9286,33	19,4	9,2	8,4	0,4	4,6	2,0	4,0	N.D.	6,0	N.D.	2,6
9303,33	11,3	6,3	6,1	0,8	5,1	3,5	3,8	0,2	6,9	N.D.	2,8
9311,00	15,0	14,0	4,1	0,7	5,1	5,4	4,1	N.D.	6,3	N.D.	3,0
9312,08	18,0	5,6	6,0	0,3	3,5	5,0	3,6	N.D.	6,4	N.D.	2,3
9335,25	15,3	11,2	9,7	2,0	6,2	5,7	6,6	0,0	6,1	N.D.	3,4
9342,25	10,7	10,0	6,1	1,3	4,0	2,3	6,7	0,1	6,2	N.D.	2,7
9355,33	8,3	8,4	7,6	0,2	1,9	3,0	2,4	N.D.	6,2	N.D.	2,5
9366,33	17,9	8,7	9,1	N.D.	3,5	2,9	3,5	N.D.	6,4	N.D.	2,5
9371,33	26,4	12,8	6,0	4,0	2,4	4,9	7,2	N.D.	6,5	N.D.	2,6
9378,33	11,2	5,5	7,4	N.D.	2,4	3,2	4,2	N.D.	6,6	N.D.	1,7

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática "Perla"

Prof. (pies)	V (ppm)	Cr (ppm)	Mn (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ga (ppm)	Ge (ppm)	As (ppm)	Se (ppm)
9392,25	8,4	6,0	7,9	0,8	2,0	1,9	3,2	N.D.	6,0	N.D.	1,9
9397,33	26,1	13,5	6,6	2,1	5,8	1,6	3,5	N.D.	6,0	N.D.	3,5
9399,16	23,4	13,6	3,3	1,0	14,3	4,3	6,5	N.D.	6,0	N.D.	3,4
9403,33	17,0	12,1	6,3	2,0	11,8	2,4	5,0	N.D.	5,8	N.D.	3,1
9417,33	12,0	9,5	7,5	0,8	1,0	1,9	3,2	N.D.	6,4	N.D.	2,0
9431,08	0,8	3,6	12,9	N.D.	1,7	3,4	3,1	N.D.	6,8	N.D.	2,7
9438,33	6,7	3,5	8,8	1,7	1,2	3,2	2,8	N.D.	6,4	N.D.	2,9
9446,66	15,3	12,7	9,0	1,8	8,6	5,5	7,0	N.D.	6,0	N.D.	3,3
9454,33	13,8	6,2	10,0	N.D.	2,8	3,3	3,5	N.D.	6,4	N.D.	2,5
9460,33	11,9	6,6	8,6	1,2	1,9	5,0	1,6	0,1	6,6	N.D.	2,9
9468,08	6,8	7,0	10,1	N.D.	3,5	0,4	3,4	0,0	6,3	N.D.	2,3
9473,16	10,0	7,4	4,4	0,4	1,0	2,1	2,6	N.D.	6,2	N.D.	2,3
9631,33	9,7	8,4	5,8	N.D.	2,1	3,7	3,4	0,1	6,4	N.D.	2,5
9638,41	6,7	6,2	5,1	N.D.	1,6	2,9	2,5	N.D.	6,3	N.D.	2,4
9647,33	5,7	10,4	5,7	2,5	4,1	3,1	4,0	N.D.	6,5	N.D.	3,2
9654,08	14,6	10,6	5,2	2,9	6,8	2,8	4,7	0,1	6,2	N.D.	3,4
9658,58	23,7	9,3	4,5	1,6	2,4	3,6	2,1	0,0	6,8	N.D.	2,9
9664,25	17,6	8,2	5,8	2,1	8,2	4,6	5,1	N.D.	5,9	N.D.	3,5
9673,33	8,7	9,3	3,5	0,9	1,7	3,0	5,0	N.D.	6,3	N.D.	2,8
9682,33	14,8	8,1	5,1	0,2	1,7	1,0	3,6	N.D.	6,3	N.D.	2,2
9696,00	308,3	122,7	26,2	4,3	179,3	32,3	164,9	3,8	6,5	6,6	27,6
9704,33	11,8	7,4	4,8	N.D.	1,4	1,0	4,4	N.D.	6,1	N.D.	2,7
9712,25	19,7	13,3	4,0	1,3	4,0	1,6	4,6	N.D.	5,9	N.D.	2,7
9722,33	13,3	9,7	4,5	N.D.	1,5	2,8	2,8	N.D.	6,0	N.D.	2,0
9737,33	9,8	10,5	8,1	0,9	3,6	2,7	3,5	N.D.	6,0	N.D.	2,9
9744,33	13,8	9,4	4,8	0,7	7,3	2,8	5,6	N.D.	5,9	N.D.	3,1
9747,33	11,1	10,2	3,2	N.D.	3,1	1,4	3,7	N.D.	6,4	N.D.	2,5
9759,33	24,0	18,1	5,1	3,1	14,3	3,7	8,3	N.D.	6,2	N.D.	2,7
9762,25	25,2	15,3	11,3	0,7	13,1	4,1	6,8	N.D.	6,2	N.D.	2,9
9774,33	8,5	9,9	8,2	0,2	3,6	4,6	6,2	N.D.	6,5	N.D.	2,9

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática “Perla”

Prof. (pies)	V (ppm)	Cr (ppm)	Mn (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ga (ppm)	Ge (ppm)	As (ppm)	Se (ppm)
9781,33	8,2	7,7	5,8	0,5	3,4	3,8	5,0	N.D.	6,1	N.D.	2,5
9792,33	3,6	7,3	5,6	0,4	1,9	1,7	4,7	N.D.	6,1	N.D.	1,9
9802,25	9,2	6,2	7,9	1,5	2,5	3,1	4,3	N.D.	6,2	N.D.	2,6
9811,33	17,5	13,5	7,3	0,2	11,8	2,1	9,4	N.D.	5,7	N.D.	2,8
9822,33	17,3	13,1	11,2	2,8	5,6	2,9	7,7	N.D.	6,5	N.D.	4,3
9830,33	8,4	5,8	8,6	1,0	2,1	3,8	3,9	N.D.	6,4	N.D.	2,4
9837,58	6,0	5,7	10,1	N.D.	1,3	4,0	3,6	N.D.	6,4	N.D.	1,8
9852,42	7,1	9,1	8,8	0,1	1,8	0,4	3,8	N.D.	6,6	N.D.	2,1
9859,33	21,3	12,3	8,1	N.D.	4,3	2,0	7,6	N.D.	5,9	N.D.	2,8
9870,25	8,0	6,4	7,7	1,2	2,2	3,9	4,5	N.D.	6,4	N.D.	2,8
9873,16	9,9	8,6	9,1	0,7	4,3	3,9	5,2	N.D.	6,2	N.D.	2,4
9881,33	10,6	19,3	8,6	0,3	3,4	2,1	6,4	N.D.	6,5	N.D.	2,7
9893,00	4,9	9,8	8,1	1,2	5,0	3,8	6,7	0,1	6,4	N.D.	2,7
9905,33	16,4	9,6	4,1	1,7	1,7	1,5	3,0	N.D.	6,5	N.D.	2,2
9912,25	2,5	14,5	4,0	1,0	2,2	2,7	7,3	0,5	6,7	N.D.	2,2
9946,33	14,4	16,8	46,7	N.D.	3,7	3,1	7,0	0,5	6,9	N.D.	3,0
9956,33	3,6	14,7	45,6	N.D.	3,7	2,8	7,4	0,3	6,7	N.D.	3,1
9960,16	11,1	7,9	112,2	N.D.	1,6	3,6	10,0	0,4	6,2	N.D.	2,7
9965,00	12,6	10,6	37,0	0,9	3,4	2,1	40,1	N.D.	6,5	N.D.	3,1
9977,25	19,5	9,2	32,9	N.D.	2,0	2,1	6,1	0,1	7,1	N.D.	2,6
9985,33	9,0	7,8	49,3	0,6	2,2	3,2	4,6	N.D.	6,3	N.D.	2,5
9987,66	18,7	12,0	63,0	N.D.	5,8	1,7	6,4	N.D.	6,5	N.D.	2,0
9991,66	29,9	11,7	59,8	2,1	3,2	2,2	4,0	N.D.	6,1	N.D.	2,2

N.D. no detectado

POZO A

Prof. (pies)	Br (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)	Zr (ppm)	Nb (ppm)	Mo (ppm)	Ag (ppm)	Cd (ppm)	Cs (ppm)	Ba (ppm)
9140,00	4,1	13,1	977,8	9,9	5,0	1,0	3,2	N.D.	N.D.	4,5	87,2
9143,33	3,5	2,8	866,4	2,3	N.D.	N.D.	3,1	N.D.	N.D.	6,4	125,2
9159,33	4,5	4,2	1017,5	2,7	N.D.	0,1	3,2	N.D.	N.D.	8,3	62,7
9167,50	4,0	5,0	927,5	3,2	N.D.	0,5	4,8	N.D.	N.D.	7,5	38,1
9176,33	4,9	6,8	937,1	4,3	2,0	0,6	6,3	N.D.	N.D.	5,0	63,2
9184,41	4,2	5,2	1224,1	1,5	N.D.	0,2	2,7	N.D.	N.D.	7,4	69,0
9190,50	4,8	9,8	952,2	3,8	5,6	1,0	3,8	N.D.	N.D.	5,0	54,9
9194,58	4,1	6,3	910,7	5,0	0,5	0,7	4,3	N.D.	N.D.	5,3	49,1
9199,16	3,4	2,9	870,0	4,4	N.D.	0,1	3,5	0,3	N.D.	8,0	58,1
9204,33	4,4	6,5	994,6	1,8	N.D.	0,4	3,2	0,1	N.D.	7,6	70,3
9212,33	5,3	3,7	982,3	2,1	N.D.	0,3	2,9	0,9	N.D.	8,9	46,1
9227,33	3,8	14,1	812,9	3,3	3,6	0,8	2,9	1,7	N.D.	8,1	66,9
9233,41	3,9	4,3	1012,5	2,6	N.D.	0,4	4,1	N.D.	N.D.	6,7	31,4
9246,33	3,8	4,2	1230,5	2,0	N.D.	0,1	2,7	1,5	N.D.	9,6	1653,0
9255,33	3,6	4,8	968,0	2,2	N.D.	0,4	2,5	2,6	N.D.	6,9	32,0
9262,00	4,6	3,8	1015,7	9,4	N.D.	0,2	5,1	N.D.	N.D.	9,3	4338,1
9262,33	3,9	4,6	944,6	12,0	N.D.	0,1	6,7	0,5	N.D.	6,6	591,5
9279,33	4,1	4,1	947,4	1,7	N.D.	N.D.	4,4	6,5	N.D.	8,6	30,2
9286,33	3,0	2,6	1059,3	0,6	N.D.	N.D.	3,3	4,2	N.D.	5,1	90,0
9303,33	3,8	1,9	977,8	0,9	N.D.	0,1	2,8	10,8	N.D.	0,8	31,8
9311,00	4,6	1,5	807,1	1,8	N.D.	0,2	3,2	6,3	N.D.	5,7	41,1
9312,08	3,7	2,2	1078,8	0,4	N.D.	N.D.	3,0	11,4	N.D.	4,3	31,3
9335,25	3,7	2,8	854,0	1,5	N.D.	0,3	4,0	8,3	N.D.	7,9	45,9
9342,25	3,3	1,8	936,5	0,8	N.D.	N.D.	2,9	15,4	N.D.	2,8	32,8
9355,33	3,4	1,9	1069,2	0,7	N.D.	0,1	2,9	19,4	N.D.	2,6	24,0
9366,33	3,0	1,7	917,4	0,5	N.D.	N.D.	2,6	16,1	N.D.	7,0	19,4
9371,33	2,8	2,1	1006,8	1,0	N.D.	0,2	3,1	17,6	N.D.	9,6	14,7
9378,33	2,9	2,3	1096,4	0,1	N.D.	0,1	2,9	20,4	N.D.	5,2	22,8

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática "Perla"

Prof. (pies)	Br (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)	Zr (ppm)	Nb (ppm)	Mo (ppm)	Ag (ppm)	Cd (ppm)	Cs (ppm)	Ba (ppm)
9392,25	3,2	1,7	860,9	0,5	N.D.	N.D.	2,4	20,4	N.D.	1,9	44,2
9397,33	3,7	1,6	838,9	1,1	N.D.	0,4	2,5	30,6	6,0	5,4	12,3
9399,16	3,2	1,3	779,3	1,5	N.D.	N.D.	3,0	18,0	N.D.	9,1	29,4
9403,33	3,4	1,5	793,7	1,6	N.D.	N.D.	2,7	24,4	N.D.	6,6	11,3
9417,33	3,5	1,6	792,0	0,3	N.D.	0,2	3,0	27,6	6,2	8,8	18,0
9431,08	3,8	2,3	849,9	0,4	N.D.	0,1	2,7	27,7	5,8	6,0	32,9
9438,33	3,9	1,9	917,9	0,1	N.D.	N.D.	3,0	27,9	4,1	12,6	31,3
9446,66	3,8	1,9	791,0	1,6	N.D.	0,3	3,9	28,1	4,0	5,1	17,3
9454,33	3,5	2,3	1036,1	0,3	N.D.	N.D.	2,5	34,4	5,0	3,2	26,7
9460,33	3,3	2,1	966,9	0,2	N.D.	N.D.	2,9	29,7	4,8	10,9	27,9
9468,08	3,2	1,8	781,6	0,7	N.D.	0,2	2,7	31,1	5,3	11,7	9,2
9473,16	2,9	1,6	788,2	1,0	N.D.	0,5	2,9	35,5	10,3	4,5	15,4
9631,33	3,0	1,7	831,0	0,4	N.D.	N.D.	2,7	36,7	10,7	5,3	15,8
9638,41	3,4	1,5	812,3	0,2	N.D.	N.D.	2,6	31,4	2,2	8,9	6,2
9647,33	3,6	1,9	868,5	0,6	N.D.	N.D.	3,1	34,8	2,6	6,1	684,5
9654,08	3,0	1,9	784,4	1,5	N.D.	0,1	3,4	31,7	4,5	4,3	16,1
9658,58	3,6	1,8	845,5	0,5	N.D.	0,2	3,3	31,0	3,6	2,4	20,1
9664,25	3,9	1,8	724,6	1,0	N.D.	N.D.	2,4	33,3	10,9	5,1	39,6
9673,33	3,4	1,9	786,0	0,3	N.D.	0,4	2,6	33,5	9,3	6,6	6,8
9682,33	3,1	1,5	749,2	0,6	N.D.	0,2	1,9	34,7	6,5	8,2	23,6
9696,00	8,0	30,2	763,6	18,9	19,2	3,7	31,1	41,4	42,9	7,8	79,9
9704,33	3,6	1,9	868,2	0,5	N.D.	0,4	2,9	40,5	11,6	11,0	22,7
9712,25	3,0	1,3	681,5	1,0	N.D.	0,4	2,9	37,5	11,8	6,1	91,4
9722,33	3,4	1,7	759,1	1,1	N.D.	0,3	2,8	37,2	9,5	6,9	14,6
9737,33	3,8	1,7	752,2	0,5	N.D.	N.D.	2,3	44,8	15,8	6,3	10,1
9744,33	3,0	1,9	739,4	1,1	N.D.	0,2	2,9	44,9	12,8	6,3	10,2
9747,33	3,3	1,6	749,4	1,1	N.D.	0,3	2,6	45,9	14,9	5,8	7,7
9759,33	3,3	2,1	722,3	2,3	N.D.	0,2	5,0	43,8	16,2	7,2	8,2
9762,25	3,6	2,9	696,9	2,0	N.D.	0,4	7,4	43,2	15,9	8,9	9,3

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática "Perla"

Prof. (pies)	Br (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Y (ppm)	Zr (ppm)	Nb (ppm)	Mo (ppm)	Ag (ppm)	Cd (ppm)	Cs (ppm)	Ba (ppm)
9774,33	3,4	2,0	724,6	0,6	N.D.	0,0	2,6	45,0	11,6	4,5	15,7
9781,33	3,6	1,6	710,3	0,3	N.D.	0,1	2,3	44,1	16,6	8,8	15,8
9792,33	3,0	1,6	689,3	0,6	N.D.	0,4	2,7	44,2	11,9	6,3	11,1
9802,25	2,6	1,5	799,2	0,4	N.D.	0,4	2,3	43,9	14,4	8,0	11,9
9811,33	3,2	1,6	682,6	1,5	N.D.	0,3	3,9	45,6	14,6	9,5	12,2
9822,33	4,3	4,5	808,0	1,6	N.D.	0,6	6,2	14,1	N.D.	3,7	23,8
9830,33	3,4	1,9	804,3	0,2	N.D.	0,1	3,1	17,6	N.D.	6,4	30,2
9837,58	3,5	1,7	805,9	0,1	N.D.	0,4	2,7	16,5	N.D.	8,7	41,2
9852,42	3,4	1,7	768,3	0,7	N.D.	N.D.	2,9	21,4	N.D.	10,4	14,0
9859,33	4,2	2,3	699,5	1,8	N.D.	0,5	3,6	20,9	N.D.	8,4	19,0
9870,25	3,9	2,0	777,1	0,6	N.D.	N.D.	2,7	24,3	N.D.	12,3	17,9
9873,16	3,4	1,8	741,8	0,8	N.D.	0,1	3,0	27,1	N.D.	9,8	18,3
9881,33	4,3	2,2	768,7	2,8	N.D.	0,5	3,8	26,4	3,0	6,0	21,1
9893,00	4,2	1,6	620,2	1,1	N.D.	0,1	2,8	29,5	2,7	7,8	10,9
9905,33	4,0	1,4	765,8	1,1	N.D.	0,1	2,5	30,9	4,4	7,6	14,7
9912,25	3,6	1,7	587,7	1,9	N.D.	0,3	2,7	30,8	4,8	10,3	2,8
9946,33	4,2	3,1	708,4	1,4	128,1	0,9	3,5	27,7	4,9	3,1	19,3
9956,33	4,0	2,5	669,0	1,0	N.D.	0,4	3,9	23,8	0,2	6,1	3,3
9960,16	4,3	1,6	737,3	0,3	N.D.	N.D.	2,1	33,9	4,4	2,6	N.D.
9965,00	4,0	2,0	767,8	0,5	N.D.	0,1	2,9	26,3	7,0	9,4	N.D.
9977,25	4,0	2,3	867,7	0,1	N.D.	0,1	3,1	27,4	1,4	5,8	14,3
9985,33	5,0	2,0	791,0	0,0	N.D.	0,3	2,8	31,8	10,1	7,9	8,4
9987,66	5,1	1,9	641,2	0,8	N.D.	0,1	2,9	30,4	1,3	9,1	2,0
9991,66	4,8	1,5	775,0	0,7	N.D.	N.D.	2,8	32,5	5,0	9,7	5,1

N.D. no detectado

POZO A

Prof. (pies)	La (ppm)	Ce (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Yb (ppm)	Hf (ppm)	Ta (ppm)	W (ppm)	Tl (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)
9140,00	10,9	44,2	9,6	2,3	2,5	8,9	3,0	7,2	21,5	N.D.	7,8
9143,33	13,0	30,0	0,2	0,8	2,4	8,1	0,3	2,2	20,4	N.D.	7,7
9159,33	6,5	30,6	N.D.	0,1	1,8	9,3	0,9	5,1	21,4	N.D.	7,9
9167,50	1,3	27,6	N.D.	2,3	4,1	7,1	2,2	2,8	21,5	N.D.	14,8
9176,33	12,7	37,0	3,5	4,4	4,3	5,9	0,2	3,1	22,2	N.D.	11,7
9184,41	7,6	24,3	N.D.	5,1	2,6	5,2	0,8	8,0	21,9	N.D.	8,0
9190,50	12,3	42,4	6,3	N.D.	N.D.	7,1	N.D.	3,8	21,9	N.D.	9,6
9194,58	11,1	39,7	1,0	4,8	1,4	10,7	1,0	5,8	19,0	N.D.	9,5
9199,16	12,0	37,8	1,5	3,7	4,9	10,3	2,2	3,7	22,1	N.D.	9,9
9204,33	0,9	39,8	N.D.	1,8	2,0	8,2	2,5	4,1	24,6	N.D.	9,9
9212,33	18,3	40,7	5,5	4,0	2,5	9,1	1,1	4,9	21,2	N.D.	9,7
9227,33	12,1	33,4	1,5	1,6	1,3	8,9	1,3	5,6	20,7	N.D.	9,0
9233,41	9,3	33,8	1,2	3,0	3,5	5,9	0,0	1,7	19,6	N.D.	9,8
9246,33	7,8	6,6	N.D.	3,8	2,3	11,2	0,3	4,0	20,4	N.D.	8,3
9255,33	11,8	29,4	5,7	2,9	2,6	8,5	1,5	2,7	21,8	N.D.	8,7
9262,00	17,0	17,4	N.D.	N.D.	5,0	9,3	N.D.	3,4	20,5	N.D.	6,7
9262,33	10,1	33,2	5,9	5,9	3,1	10,4	0,8	4,3	21,4	1,1	8,4
9279,33	5,6	37,0	5,4	N.D.	0,3	9,7	2,7	6,4	19,6	N.D.	8,5
9286,33	10,2	28,2	N.D.	5,1	1,6	6,7	N.D.	3,4	20,2	N.D.	11,2
9303,33	11,3	26,4	N.D.	1,1	3,0	8,4	N.D.	2,9	20,0	N.D.	9,1
9311,00	11,0	29,8	0,0	5,3	3,5	6,3	2,7	4,6	22,3	N.D.	13,5
9312,08	3,5	35,7	0,4	N.D.	N.D.	8,0	0,9	4,9	22,0	N.D.	10,4
9335,25	5,7	26,8	N.D.	N.D.	2,3	9,5	2,0	6,1	21,0	0,0	11,5
9342,25	3,5	30,1	1,7	2,2	3,1	8,9	2,8	4,7	20,9	N.D.	7,7
9355,33	N.D.	31,2	N.D.	N.D.	4,8	9,4	0,6	2,9	20,2	N.D.	9,6
9366,33	7,8	30,7	N.D.	1,3	3,8	8,8	0,9	4,8	22,1	N.D.	10,4
9371,33	5,7	31,0	1,9	N.D.	2,0	9,7	N.D.	20,3	20,2	1,0	9,9
9378,33	2,1	28,0	N.D.	6,0	1,2	8,8	2,6	5,1	19,7	N.D.	10,7

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática "Perla"

Prof. (pies)	La (ppm)	Ce (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Yb (ppm)	Hf (ppm)	Ta (ppm)	W (ppm)	Tl (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)
9392,25	15,3	21,6	N.D.	N.D.	4,3	6,9	1,0	1,9	20,9	N.D.	9,9
9397,33	10,7	21,8	N.D.	N.D.	3,2	8,4	1,8	5,4	20,2	4,7	11,1
9399,16	10,4	24,9	N.D.	1,6	2,0	6,9	1,3	6,4	20,2	0,5	15,2
9403,33	6,4	24,5	N.D.	N.D.	0,4	7,4	1,1	4,6	22,3	0,0	11,5
9417,33	0,9	24,9	1,8	N.D.	2,3	8,6	1,0	3,4	20,8	1,1	9,4
9431,08	5,0	32,2	1,1	0,8	1,6	10,9	1,5	5,8	21,2	0,2	8,1
9438,33	11,0	33,5	N.D.	1,5	1,4	8,4	1,0	5,4	20,0	1,1	7,8
9446,66	4,7	20,4	N.D.	1,7	3,1	5,6	1,5	2,6	19,8	1,2	10,4
9454,33	8,9	25,0	N.D.	N.D.	2,8	10,6	1,5	3,2	20,6	0,8	8,3
9460,33	4,8	30,7	N.D.	4,6	2,7	8,0	1,6	3,4	19,6	0,7	9,0
9468,08	6,3	29,0	N.D.	N.D.	3,4	7,9	N.D.	1,0	19,0	1,5	6,5
9473,16	N.D.	38,3	N.D.	2,2	2,6	10,4	0,7	3,7	18,7	1,5	8,1
9631,33	6,9	24,1	1,9	2,8	1,7	6,2	1,8	4,3	20,2	1,2	7,3
9638,41	2,5	25,4	N.D.	2,4	1,8	9,3	1,5	2,7	21,9	0,7	7,4
9647,33	10,7	32,2	N.D.	2,2	2,0	5,4	1,1	5,8	21,5	2,5	6,9
9654,08	4,0	24,3	N.D.	1,5	2,1	8,9	0,4	6,1	18,7	3,1	10,2
9658,58	8,2	23,3	N.D.	2,0	4,2	7,5	2,8	3,9	21,6	3,9	10,0
9664,25	4,7	27,9	N.D.	N.D.	N.D.	7,5	0,0	5,3	19,4	3,5	8,6
9673,33	1,6	15,3	N.D.	N.D.	0,1	7,4	N.D.	3,3	21,5	3,6	6,0
9682,33	2,0	18,1	0,6	3,4	5,2	5,6	2,1	3,7	19,9	2,0	7,5
9696,00	10,2	28,8	9,6	3,5	N.D.	6,6	2,0	8,8	21,5	5,7	46,6
9704,33	5,4	21,6	0,5	N.D.	1,0	7,7	1,2	3,8	21,2	4,5	9,3
9712,25	1,6	21,3	N.D.	4,0	0,9	7,4	0,8	5,2	20,8	3,6	9,2
9722,33	6,9	18,8	N.D.	1,9	3,3	9,3	1,0	3,6	18,8	4,5	7,7
9737,33	4,0	24,1	N.D.	3,2	3,9	8,6	0,4	2,3	20,7	2,9	7,4
9744,33	N.D.	24,6	N.D.	2,8	1,8	9,4	1,8	3,2	17,6	3,6	7,9
9747,33	16,1	24,5	2,5	6,1	2,4	8,8	1,4	3,3	20,3	4,9	8,6
9759,33	2,5	27,3	2,3	N.D.	2,6	11,0	0,6	6,3	18,1	3,7	10,9
9762,25	N.D.	26,3	3,8	N.D.	1,9	8,5	0,9	4,7	16,7	3,9	5,6

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática "Perla"

Prof. (pies)	La (ppm)	Ce (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Yb (ppm)	Hf (ppm)	Ta (ppm)	W (ppm)	Tl (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)
9774,33	4,9	23,6	N.D.	5,1	3,0	7,3	0,3	3,7	19,5	3,8	7,5
9781,33	1,6	31,4	2,5	1,5	3,6	6,6	1,9	3,9	20,7	4,5	7,0
9792,33	8,7	23,7	N.D.	N.D.	2,1	6,1	1,1	4,6	17,8	6,0	6,8
9802,25	4,0	25,7	N.D.	1,9	2,3	9,4	1,5	5,4	18,0	6,9	7,9
9811,33	4,4	21,5	1,6	N.D.	2,5	8,8	0,7	2,7	17,4	4,7	8,2
9822,33	6,8	33,5	N.D.	2,4	5,9	9,6	1,5	5,5	21,1	4,5	8,7
9830,33	2,5	28,5	0,1	2,9	3,3	9,3	0,6	1,9	18,6	3,7	7,4
9837,58	N.D.	29,2	N.D.	2,2	3,5	8,3	1,2	2,7	21,6	3,8	6,5
9852,42	6,7	31,9	N.D.	N.D.	2,5	8,0	1,1	6,3	19,5	2,4	6,6
9859,33	9,9	31,0	2,5	N.D.	2,5	7,5	0,7	2,5	20,9	2,8	9,6
9870,25	5,5	25,2	N.D.	4,5	1,1	9,5	0,6	4,3	22,0	2,9	6,2
9873,16	12,2	23,7	N.D.	N.D.	2,2	7,7	1,3	3,8	19,6	2,6	7,0
9881,33	7,3	28,4	N.D.	N.D.	2,5	11,7	1,4	4,8	22,6	3,8	10,7
9893,00	2,0	24,7	N.D.	4,3	0,6	8,1	0,7	3,6	20,6	3,4	7,1
9905,33	6,2	29,9	N.D.	3,3	2,3	4,7	2,5	4,0	20,7	2,8	7,9
9912,25	0,3	26,4	0,9	N.D.	2,1	10,4	0,1	3,2	21,2	3,1	5,2
9946,33	10,9	34,6	N.D.	3,4	3,5	11,2	1,5	4,4	20,8	2,5	8,8
9956,33	11,4	25,0	3,1	4,2	4,5	8,4	1,8	2,5	23,1	3,5	6,0
9960,16	5,0	20,9	N.D.	4,1	1,6	7,7	1,1	3,0	17,6	3,3	9,3
9965,00	11,3	27,8	N.D.	N.D.	4,4	9,7	1,8	4,1	20,4	5,0	10,1
9977,25	10,1	27,7	N.D.	0,1	3,2	9,2	N.D.	5,6	20,1	4,5	8,3
9985,33	N.D.	22,7	N.D.	N.D.	2,4	9,7	0,1	3,2	20,8	4,5	7,1
9987,66	1,3	23,3	N.D.	2,3	3,5	9,3	N.D.	3,1	20,0	3,7	7,6
9991,66	8,6	16,3	1,3	5,9	2,8	7,7	2,1	4,6	20,2	3,7	8,1

N.D. no detectado

POZO B

Prof. (pies)	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₃ (%)	CO ₂ Teori. (%)
8831,75	0,588	0,002	0,258	0,402	1,064	49,936	0,262	0,032	0,066	0,408	40,836
8845,33	0,366	N.D	0,202	0,067	1,034	53,534	0,161	0,023	0,073	0,078	43,613
8858,50	0,366	0,001	0,160	0,055	0,878	52,833	0,236	0,018	0,059	0,075	42,816
8862,58	1,135	0,012	0,610	0,490	1,252	52,787	0,475	0,088	0,072	0,435	43,352
8870,50	0,433	N.D	0,168	0,077	0,931	53,370	0,179	0,021	0,043	0,098	43,321
8874,33	5,769	0,088	2,368	0,772	1,537	47,116	0,221	0,293	0,091	0,212	39,290
8887,50	1,293	0,007	0,625	0,225	1,098	52,603	0,187	0,082	0,051	0,141	42,965
8898,58	1,167	0,008	0,538	0,430	1,320	51,519	0,181	0,072	0,085	0,322	42,472
8905,00	0,645	0,006	0,389	0,138	1,118	52,690	0,212	0,048	0,058	0,172	43,076
8906,58	0,610	N.D	0,370	0,165	1,008	52,456	0,260	0,049	0,080	0,202	42,717
8920,83	1,801	0,018	0,898	0,251	1,101	51,735	0,253	0,093	0,062	0,203	42,285
8931,66	1,041	0,006	0,617	0,575	1,428	49,747	0,145	0,079	0,113	0,487	41,252
8939,91	0,231	N.D	0,161	0,315	1,297	52,732	0,159	0,025	0,062	0,334	43,402
8940,16	0,285	N.D	0,196	0,324	1,352	52,475	0,183	0,029	0,058	0,305	43,287
8943,66	0,167	N.D	0,145	0,065	1,696	52,777	0,127	0,020	0,108	0,034	44,074
8957,50	0,084	N.D	0,058	0,036	0,906	53,455	0,132	0,006	0,038	0,128	43,353
8965,50	0,008	N.D	0,051	0,053	1,187	51,130	0,119	0,004	0,049	0,042	41,978
8971,16	N.D	N.D	0,040	0,012	0,911	53,144	0,122	0,004	0,047	0,036	43,118
8983,58	0,004	N.D	0,032	0,010	3,836	48,464	0,131	0,004	0,048	0,017	44,106
8988,58	0,050	N.D	0,074	0,009	1,196	54,026	0,155	0,006	0,050	0,031	44,262
9001,41	0,062	N.D	0,085	0,030	2,593	50,268	0,131	0,013	0,042	0,041	43,538
9009,83	0,124	N.D	0,070	0,017	3,508	50,295	0,169	0,007	0,047	0,032	45,018
9027,75	0,016	N.D	0,042	0,012	4,772	46,883	0,146	0,005	0,067	0,049	44,356

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática "Perla"

Prof. (pies)	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₃ (%)	CO ₂ Teori. (%)
9040,50	0,020	N.D	0,027	0,010	1,891	52,602	0,130	0,002	0,035	0,021	44,254
9048,50	0,115	N.D	0,063	0,006	2,026	52,756	0,264	0,009	0,073	0,035	44,587
9057,58	N.D	N.D	0,017	0,010	3,459	50,147	0,348	0,007	0,042	0,031	44,824
9061,33	N.D	N.D	0,028	0,013	5,905	46,986	0,192	0,007	0,060	0,044	46,240
9071,33	N.D	N.D	0,011	0,004	1,906	52,377	0,197	0,003	0,039	0,017	44,101
9079,33	N.D	N.D	0,045	0,018	0,731	54,447	0,148	0,009	0,045	0,031	43,851
9089,33	N.D	N.D	0,021	0,009	2,751	51,286	0,147	0,005	0,047	0,019	44,590
9106,66	N.D	N.D	0,017	0,005	1,719	52,920	0,186	0,003	0,033	0,019	44,229
9107,33	N.D	N.D	0,026	0,010	2,109	51,033	0,155	0,003	0,044	0,030	43,370
9117,33	N.D	N.D	0,022	0,008	3,764	49,128	0,154	0,005	0,038	0,003	44,511
9128,16	N.D	N.D	0,023	0,009	1,004	53,848	0,136	0,003	0,028	0,017	43,818
9131,83	0,129	N.D	0,079	0,034	5,196	48,099	0,227	0,008	0,091	0,044	45,984
9139,83	N.D	N.D	0,010	0,007	0,986	53,588	0,149	0,002	0,024	0,012	43,586
9141,25	N.D	N.D	0,024	0,006	1,753	52,915	0,165	0,005	0,028	0,016	44,278
9146,83	N.D	N.D	0,019	0,001	1,291	53,593	0,225	0,004	0,039	0,023	44,075
9149,00	N.D	N.D	0,028	0,017	4,768	47,717	0,168	0,005	0,074	0,046	45,004
9155,25	N.D	N.D	0,019	0,007	2,765	50,602	0,326	0,008	0,064	0,001	44,075
9161,25	N.D	N.D	0,046	0,019	3,243	49,911	0,190	0,004	0,063	0,042	44,296
9170,25	0,073	N.D	0,075	0,026	1,288	53,842	0,182	0,007	0,041	0,046	44,264
9179,50	N.D	N.D	0,027	0,011	4,037	48,927	0,128	0,004	0,086	0,029	44,789
9187,41	N.D	N.D	0,012	0,003	1,711	52,513	0,655	0,009	0,040	0,006	43,895
9191,41	N.D	N.D	0,046	0,015	0,662	53,400	0,107	0,007	0,078	0,029	42,921
9193,83	0,021	N.D	0,035	0,008	0,852	53,766	0,134	0,003	0,034	0,019	43,512
9196,83	0,110	N.D	0,115	0,040	4,219	47,848	0,137	0,019	0,155	0,065	44,227

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática "Perla"

Prof. (pies)	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₃ (%)	CO ₂ Teori. (%)
9205,50	N.D	N.D	0,046	0,020	3,251	49,672	0,127	0,006	0,047	0,030	44,121
9209,50	N.D	N.D	0,025	0,008	2,833	50,779	0,120	0,001	0,061	0,022	44,325
9214,41	0,005	N.D	0,059	0,032	9,266	39,305	0,154	0,017	0,125	0,052	45,566
9217,66	N.D	N.D	0,025	0,008	1,995	52,047	0,116	0,004	0,041	0,018	43,984
9220,41	N.D	N.D	0,034	0,008	2,464	51,587	0,246	0,006	0,042	0,021	44,369
9224,33	0,082	N.D	0,070	0,009	2,939	51,681	0,194	0,005	0,078	0,020	45,199
9241,58	N.D	N.D	0,021	0,008	2,585	49,446	0,129	0,002	0,045	0,021	42,884
9253,50	N.D	N.D	0,036	0,011	1,752	52,833	0,119	0,004	0,054	0,023	44,213
9267,41	N.D	N.D	0,025	0,003	1,118	53,705	0,201	0,005	0,040	0,023	43,887
9280,16	0,186	N.D	0,071	0,017	1,194	55,254	0,260	0,006	0,044	0,040	45,222
9283,58	N.D	N.D	0,035	0,017	0,911	54,063	0,137	0,003	0,031	0,028	43,839
9292,33	0,318	N.D	0,216	0,097	5,185	47,109	0,201	0,031	0,084	0,100	45,182
9304,00	0,029	N.D	0,043	0,006	0,839	55,204	0,148	0,004	0,071	0,018	44,618
9310,50	0,031	N.D	0,060	0,016	3,653	50,153	0,262	0,010	0,098	0,030	45,136
9321,16	N.D	N.D	0,035	0,006	1,809	52,811	0,185	0,005	0,051	0,014	44,286
9332,41	0,239	N.D	0,165	0,048	2,153	51,242	0,145	0,022	0,105	0,050	43,598
9340,66	0,423	0,004	0,252	0,063	4,257	48,478	0,181	0,032	0,124	0,069	44,777
9352,50	0,066	N.D	0,077	0,018	7,612	45,665	0,211	0,009	0,099	0,039	47,922
9364,50	0,023	N.D	0,042	0,009	1,037	54,453	0,157	0,003	0,060	0,020	44,345
9370,50	N.D	N.D	0,022	0,005	1,918	52,122	0,156	0,001	0,041	0,022	43,921
9380,16	N.D	N.D	0,025	0,004	1,010	54,269	0,139	0,006	0,032	0,020	44,157
9387,58	0,252	N.D	0,184	0,056	1,438	53,213	0,362	0,032	0,060	0,054	44,001
9389,10	0,130	N.D	0,119	0,043	1,276	53,348	0,148	0,017	0,053	0,017	43,854
9402,50	0,016	N.D	0,046	0,012	3,932	49,585	0,142	0,006	0,053	0,030	45,137

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática "Perla"

Prof. (pies)	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₃ (%)	CO ₂ Teori. (%)
9410,41	0,046	N.D	0,067	0,017	4,251	49,005	0,143	0,008	0,037	0,021	45,189
9422,50	N.D	N.D	0,021	0,008	0,791	54,351	0,122	0,004	0,045	0,016	43,873
9431,33	N.D	N.D	0,023	0,011	0,893	52,952	0,135	0,004	0,046	0,011	42,938
9434,00	0,022	N.D	0,048	0,038	1,645	52,737	0,144	0,006	0,048	0,049	43,967
9444,16	0,190	N.D	0,111	0,034	0,403	54,892	0,135	0,010	0,038	0,027	43,677
9445,33	0,986	0,011	0,333	0,109	0,609	53,676	0,265	0,035	0,083	0,081	43,043
9447,66	0,654	0,002	0,235	0,248	0,799	54,196	0,225	0,024	0,047	0,188	43,757
9452,58	0,088	N.D	0,058	0,031	1,127	52,884	0,137	0,005	0,055	0,025	43,257
9453,58	0,245	N.D	0,107	0,046	0,865	53,530	0,152	0,012	0,042	0,035	43,344
9464,50	0,189	N.D	0,112	0,053	2,517	51,372	0,188	0,019	0,065	0,044	44,280
9474,16	0,205	N.D	0,106	0,093	2,773	49,293	0,263	0,016	0,171	0,105	43,059
9487,33	0,402	N.D	0,153	0,143	7,412	45,398	0,175	0,024	0,282	0,065	47,389
9508,41	1,785	0,015	0,072	0,133	0,385	52,791	0,185	0,015	0,062	0,092	42,000
9509,66	18,378	0,232	1,637	2,211	0,396	41,218	0,221	0,200	0,114	0,935	32,880
9510,75	5,164	0,063	0,752	0,283	0,401	51,349	0,185	0,101	0,061	0,043	40,865
9512,58	27,769	0,313	1,807	0,615	0,487	37,330	0,229	0,258	0,082	0,255	29,957
9513,5	73,958	0,796	2,907	0,666	0,149	8,339	0,178	0,374	0,116	0,317	6,648
9514,00	29,259	0,211	0,687	0,315	0,363	36,837	0,146	0,107	0,149	0,124	29,424
9526,41	0,873	N.D	0,391	0,108	0,521	54,730	0,214	0,023	0,110	0,063	43,734

N.D. no detectado

POZO C

Prof. (pies)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	CaO Teori. (%)	CO ₂ Teori. (%)
9261,33	0,605	<0,003	0,020	54,624	43,523
9268,58	1,398	<0,003	0,031	53,483	43,490
9274,42	0,786	0,004	0,041	53,750	43,030
9280,00	0,604	<0,003	0,039	54,057	43,072
9284,08	1,030	0,035	0,094	55,194	44,417
9291,00	0,784	<0,003	0,040	56,549	45,225
9296,83	0,650	0,547	0,560	45,001	35,894
9302,00	2,281	0,011	0,224	50,173	41,812
9304,08	1,024	0,026	0,209	49,549	39,954
9307,08	2,380	0,011	0,016	54,294	45,203
9309,00	2,380	0,572	0,556	46,850	39,235
9311,00	1,969	0,501	0,196	51,428	42,463
9314,00	2,264	0,342	0,222	50,150	41,776
9320,67	2,587	0,032	0,156	47,257	39,873
9324,92	2,249	0,269	0,184	46,778	39,122
9328,08	0,838	0,015	0,011	53,270	42,717
9330,08	0,587	<0,003	0,021	54,599	43,483
9332,58	0,486	0,010	0,017	53,900	42,825
9336,33	0,643	0,043	0,022	55,797	44,484
9342,17	0,779	0,033	0,012	51,508	41,269
9348,25	0,633	<0,003	0,019	53,544	42,706
9358,58	0,668	0,015	0,031	45,744	36,620
9365,50	1,697	0,005	0,024	45,497	37,552
9370,25	0,888	0,017	0,106	50,511	40,584
9379,83	2,237	0,007	0,018	52,974	44,011
9384,50	0,600	<0,003	0,010	52,940	42,198
9390,08	0,640	0,023	0,011	55,797	44,484
9395,00	1,301	0,008	0,011	53,915	43,729
9401,08	0,877	0,026	0,012	56,126	45,000
9415,75	1,073	0,008	0,011	56,399	45,428
9421,08	1,262	0,011	0,015	55,540	44,960
9430,00	0,454	<0,003	0,021	56,096	44,513
9438,00	2,939	0,011	0,021	51,708	43,783
9445,92	1,364	0,020	0,019	49,518	40,345

Prof. (pies)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	CaO Teori. (%)	CO ₂ Teori. (%)
9451,00	2,851	0,011	0,016	52,148	44,033
9457,08	2,187	0,004	0,013	52,906	43,904
9464,08	1,867	0,016	0,019	38,452	32,210
9470,08	1,670	0,031	0,019	38,177	31,779
9476,08	1,237	0,012	0,010	53,266	43,149
9484,83	0,981	0,038	0,017	47,305	38,190
9490,00	0,947	0,019	0,015	41,462	32,538
9495,00	0,911	0,033	0,012	46,088	37,160
9504,17	2,075	0,014	0,020	53,308	44,095
9516,00	0,903	0,006	0,027	43,831	35,376
9522,17	1,964	0,039	0,020	34,104	28,904
9528,00	1,582	0,021	0,013	53,185	43,462
9543,00	1,714	0,005	0,014	54,488	44,628
9549,92	2,395	0,005	0,014	57,118	47,437
9558,25	0,883	0,007	0,023	55,011	44,129
9564,00	0,276	<0,003	0,021	55,287	43,684
9570,00	1,051	0,013	0,028	43,476	35,259
9581,92	0,932	0,406	0,072	54,504	43,773
9585,50	0,441	0,027	0,048	51,586	40,953
9597,83	1,718	0,028	0,038	54,487	44,626
9604,00	1,705	0,029	0,013	52,795	43,290
9610,25	1,651	0,006	0,016	56,081	45,809
9619,00	1,414	0,029	0,022	54,069	43,971
9625,25	0,628	0,004	0,027	53,534	42,691
9633,75	1,538	0,035	0,037	54,797	44,672
9640,00	1,033	0,006	0,015	53,541	43,141
9645,00	1,061	0,011	0,020	51,337	41,442
9650,00	0,334	<0,003	0,007	54,812	43,378
9663,00	0,747	0,037	0,005	52,586	42,083
9676,00	0,783	0,022	0,009	46,472	37,322
9681,25	0,937	<0,003	0,012	53,407	42,932
9689,00	0,462	0,022	0,012	54,989	43,655
9690,00	0,475	<0,003	0,018	54,444	43,240
9691,17	1,259	0,024	0,009	54,978	44,518
9697,17	0,845	0,016	0,030	54,956	44,043

POZO C

Prof. (pies)	Sc (ppm)	Ti (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)	Mn (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Zn (ppm)	As (ppm)	Ba (ppm)	U (ppm)
9261,33	<0,5	23,00	4,47	2,64	43,07	<0,5	<0,5	9,58	<0,5	30,99	0,52
9268,58	<0,5	51,87	5,08	3,76	50,75	0,56	0,65	10,40	2,73	24,04	0,90
9274,42	3,12	70,64	9,29	6,55	33,72	0,58	2,63	7,72	5,95	104,74	0,87
9280,00	<0,5	57,37	9,29	5,57	29,41	0,52	<0,5	15,99	2,68	42,52	0,85
9284,08	2,80	182,83	5,64	13,57	38,50	1,67	4,91	22,24	10,28	31,35	1,78
9291,00	<0,5	51,68	6,26	7,38	23,57	0,57	<0,5	6,92	1,11	28,39	1,14
9296,83	12,02	798,93	120,24	59,48	52,50	5,51	22,63	85,29	9,42	153,47	5,72
9302,00	2,66	265,39	31,62	29,98	41,13	2,01	11,39	49,85	6,97	18,60	5,59
9304,08	1,65	208,35	16,06	13,62	34,25	1,61	5,69	41,39	4,22	17,77	2,18
9307,08	<0,5	2,26	3,89	2,45	3,93	<0,5	<0,5	9,34	<0,5	25,19	2,19
9309,00	11,25	793,80	124,22	52,57	64,27	6,14	17,24	92,16	9,85	43,66	4,73
9311,00	2,72	185,03	17,10	24,78	46,28	2,19	8,33	36,25	7,63	19,73	4,50
9314,00	4,96	277,25	25,89	17,33	61,16	4,09	6,57	32,16	3,72	19,28	2,79
9320,67	1,03	132,29	18,31	18,56	34,04	1,34	1,49	24,32	3,25	26,21	6,47
9324,92	5,41	423,35	18,14	18,72	37,21	2,38	7,60	38,50	3,85	17,72	3,02
9328,08	<0,5	9,62	5,34	2,17	16,26	<0,5	<0,5	8,99	1,53	24,16	2,68
9330,08	<0,5	10,59	1,80	1,36	12,45	<0,5	<0,5	6,96	0,91	25,57	2,16
9332,58	<0,5	12,96	2,42	1,51	8,45	<0,5	<0,5	21,81	<0,5	24,01	2,65
9336,33	N.A	N.A	9,68	<0,5	5,38	0,61	301,33	15,02	0,62	20,77	4,01
9342,17	N.A	N.A	6,97	1,79	4,98	<0,5	3,80	8,62	0,65	20,23	5,77
9348,25	1,92	52,81	9,32	2,79	7,41	<0,5	4,60	6,51	1,49	22,92	7,90
9358,58	<0,5	38,40	1,45	6,33	7,01	0,62	7,76	8,57	1,71	21,80	3,65
9365,50	1,69	84,44	3,75	2,65	5,26	<0,5	1,32	5,28	1,15	24,63	2,27
9370,25	0,84	137,62	14,76	13,50	38,34	0,98	3,65	39,92	4,27	29,72	3,02
9379,83	N.A	N.A	3,78	1,74	4,39	<0,5	4,25	13,46	0,83	27,28	2,86
9384,50	<0,5	9,06	1,97	2,66	3,73	<0,5	1,83	5,37	1,05	19,76	3,68
9390,08	<0,5	128,24	8,64	1,83	6,26	<0,5	0,71	4,34	0,91	11,55	4,42
9395,00	<0,5	19,37	1,03	2,00	3,57	<0,5	<0,5	6,08	<0,5	42,55	4,31
9401,08	N.A	N.A	4,56	<0,5	3,58	<0,5	0,69	11,35	0,56	29,50	5,24
9415,75	N.A	N.A	1,56	1,13	4,37	<0,5	1,02	5,80	0,73	44,52	3,21
9421,08	N.A	N.A	4,19	5,39	5,76	<0,5	3,89	21,11	1,18	28,85	4,52
9430,00	1,84	60,48	3,31	1,64	12,26	0,60	1,39	7,92	3,31	39,13	2,44
9438,00	N.A	N.A	3,86	2,45	5,39	<0,5	1,68	7,12	0,85	29,03	2,71
9445,92	N.A	N.A	3,92	2,28	12,74	0,78	2,01	3,08	0,82	2921,24	3,54

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática "Perla"

Prof. (pies)	Sc (ppm)	Ti (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)	Mn (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Zn (ppm)	As (ppm)	Ba (ppm)	U (ppm)
9451,00	N.A	N.A	7,25	1,15	4,65	0,56	4,23	18,07	0,82	35,82	3,63
9457,08	<0,5	32,89	5,77	2,79	5,22	<0,5	2,65	9,74	1,36	27,44	4,43
9464,08	0,93	23,44	3,96	3,65	5,12	0,57	1,67	5,06	1,30	85,18	1,83
9470,08	N.A	N.A	6,36	3,22	3,82	0,75	3,31	16,05	0,76	67,90	5,63
9476,08	N.A	N.A	3,74	1,55	2,81	<0,5	<0,5	3,15	0,54	34,71	2,53
9484,83	N.A	N.A	12,43	3,73	5,01	<0,5	2,02	9,32	0,81	27,67	5,32
9490,00	N.A	N.A	1,60	3,85	5,71	0,74	3,41	8,37	1,11	57,21	2,28
9495,00	N.A	N.A	5,79	2,47	4,28	<0,5	1,19	13,37	0,59	39,23	2,51
9504,17	N.A	N.A	4,67	4,26	3,48	<0,5	2,50	11,66	0,72	156,06	4,52
9516,00	N.A	N.A	2,86	4,11	4,72	0,74	16,98	7,59	0,89	25,55	2,94
9522,17	<0,5	25,97	0,56	6,24	4,62	0,58	2,24	10,26	0,87	23,93	3,05
9528,00	N.A	N.A	3,31	0,81	3,99	<0,5	0,87	10,23	0,67	31,40	2,42
9543,00	1,41	166,61	12,65	3,94	7,12	<0,5	3,79	12,29	1,17	14,01	5,89
9549,92	<0,5	19,69	5,75	1,86	5,34	<0,5	0,91	5,40	0,93	34,99	4,17
9558,25	1,18	64,49	7,74	6,17	9,17	<0,5	5,71	11,28	1,85	23,99	6,65
9564,00	<0,5	39,09	-0,03	2,76	12,09	<0,5	<0,5	2,00	0,65	26,96	1,60
9570,00	1,78	119,30	3,37	5,97	17,62	0,51	0,64	5,24	1,66	21,46	2,24
9581,92	4,37	213,72	10,01	15,23	17,91	3,30	3,91	11,58	2,17	52,16	3,58
9585,50	N.A	N.A	2,78	2,74	15,97	<0,5	1,50	4,92	1,09	41,77	2,13
9597,83	<0,5	57,88	5,18	13,36	7,78	0,57	10,20	20,21	2,07	58,61	7,26
9604,00	<0,5	10,57	14,33	3,14	5,86	<0,5	2,72	7,77	1,10	27,80	3,36
9610,25	<0,5	17,00	7,79	7,69	6,19	<0,5	1,01	7,85	0,93	22,63	4,49
9619,00	N.A	N.A	15,35	3,53	5,58	<0,5	3,56	13,09	0,58	30,52	6,00
9625,25	0,64	45,64	1,23	15,49	7,01	<0,5	2,14	22,71	1,37	148,39	2,84
9633,75	N.A	N.A	2,46	9,54	10,86	1,37	9,66	8,80	2,38	31,55	8,01
9640,00	<0,5	41,38	5,58	2,48	10,96	<0,5	2,15	6,77	1,83	34,29	4,09
9645,00	<0,5	67,48	5,15	3,53	14,21	<0,5	3,07	8,25	2,20	33,07	2,90
9650,00	<0,5	2,02	1,90	1,36	10,94	<0,5	<0,5	6,93	<0,5	32,78	3,55
9663,00	N.A	N.A	4,99	7,30	16,83	<0,5	2,81	7,97	1,85	35,13	2,94
9676,00	<0,5	15,51	2,53	3,58	23,35	<0,5	<0,5	4,89	1,07	32,52	1,19
9681,25	<0,5	73,88	1,90	6,41	24,08	<0,5	0,93	9,16	1,46	31,45	1,11
9689,00	<0,5	30,08	4,81	3,30	29,80	<0,5	<0,5	5,72	1,10	32,36	3,61
9690,00	N.A	N.A	3,65	12,19	46,47	<0,5	1,47	11,86	1,00	16,55	4,77
9691,17	N.A	N.A	9,60	34,67	67,92	1,25	3,97	20,78	2,41	25,41	12,06
9697,17	0,80	67,67	10,74	7,88	93,36	<0,5	1,67	12,43	1,48	25,99	6,10

N.A no analizado

APENICE II: COEFICIENTE DE CORRELACION DE PEARSON

POZO A

Elementos	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₃ (%)	V (ppm)	Cr (ppm)
Al ₂ O ₃ (%)	1,0000									
Fe ₂ O ₃ (%)	0,7041	1,0000								
MgO (%)	-0,0512	-0,1402	1,0000							
CaO (%)	-0,4226	-0,2091	-0,8359	1,0000						
Na ₂ O (%)	0,5059	0,2784	0,0818	-0,3591	1,0000					
K ₂ O (%)	0,9700	0,6814	-0,0138	-0,4579	0,6013	1,0000				
P ₂ O ₅ (%)	0,8403	0,6722	0,0901	-0,5380	0,5628	0,8756	1,0000			
SO ₃ (%)	0,4790	0,8918	-0,2139	-0,0327	0,1577	0,4368	0,4058	1,0000		
V (ppm)	0,8309	0,5566	0,0881	-0,5321	0,5865	0,8788	0,9353	0,2417	1,0000	
Cr (ppm)	0,8321	0,7356	0,0336	-0,4985	0,5517	0,8698	0,9566	0,4798	0,9398	1,0000

POZO A

Elementos	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₃ (%)	V (ppm)	Cr (ppm)
Mn (ppm)	0,2461	0,3651	0,2130	-0,2284	-0,0138	0,2408	0,1622	0,3763	0,1154	0,1610
Co (ppm)	0,3795	0,2812	0,0239	-0,2648	0,4594	0,4098	0,4537	0,1780	0,4637	0,4466
Ni (ppm)	0,8258	0,4781	0,1274	-0,5712	0,6021	0,8747	0,9307	0,1661	0,9786	0,9122
Cu (ppm)	0,8303	0,5105	0,0418	-0,4638	0,5858	0,8734	0,8594	0,2453	0,8995	0,8444
Zn (ppm)	0,8668	0,6811	0,0554	-0,5009	0,5563	0,9048	0,9541	0,4021	0,9445	0,9494
Ge (ppm)	0,0935	-0,0954	-0,2514	0,2632	0,0152	0,1270	-0,0273	-0,2051	0,0235	-0,0402
Se (ppm)	0,8029	0,4689	0,1078	-0,5396	0,6044	0,8610	0,9240	0,1577	0,9679	0,9049
Br (ppm)	0,6501	0,5159	0,0025	-0,3226	0,3433	0,6886	0,6859	0,3438	0,6638	0,6813
Rb (ppm)	0,9729	0,7109	-0,0605	-0,3953	0,5192	0,9855	0,8343	0,4767	0,8367	0,8308
Sr (ppm)	0,0876	0,2215	-0,5035	0,4727	-0,0245	0,0621	-0,0326	0,2827	-0,0229	-0,0388
Y (ppm)	0,8101	0,9086	-0,0644	-0,3697	0,4200	0,8100	0,8665	0,7344	0,7787	0,8875
Mo (ppm)	0,8058	0,5698	0,0567	-0,4990	0,5945	0,8651	0,9471	0,2860	0,9605	0,9354
Ag (ppm)	-0,2237	-0,4168	0,5339	-0,4149	0,0309	-0,1632	-0,0110	-0,5326	0,0541	-0,0439
Cs (ppm)	0,0033	-0,0201	-0,0709	0,0659	0,0105	-0,0156	0,0309	-0,0217	0,0287	0,0368
Ba (ppm)	0,0561	0,4045	-0,1441	0,0684	0,0416	0,0422	0,1453	0,6139	0,0550	0,2136
La (ppm)	0,2683	0,3573	-0,2777	0,1224	0,0708	0,2339	0,1729	0,4165	0,1352	0,2134
Ce (ppm)	0,2862	0,2926	-0,3063	0,1957	0,0113	0,2646	0,0651	0,2481	0,0618	0,0777
Yb (ppm)	-0,2001	-0,0170	-0,1254	0,1933	-0,1723	-0,2084	-0,1516	0,1364	-0,1814	-0,1159
Hf (ppm)	-0,1003	0,0514	-0,1428	0,1756	-0,0934	-0,0781	-0,0218	0,0986	-0,1116	-0,0511
Ta (ppm)	0,1631	0,0114	-0,1354	0,0714	0,0984	0,1671	0,0801	-0,0371	0,1428	0,0672
W (ppm)	0,2474	0,1181	-0,1400	0,0149	0,2576	0,2491	0,2117	0,0334	0,2712	0,2198
Tl (ppm)	0,2051	0,2036	-0,4688	0,3202	0,1037	0,2001	0,1144	0,2039	0,1093	0,1618
U (ppm)	0,7679	0,4066	0,0486	-0,4801	0,5921	0,7995	0,8556	0,0999	0,9244	0,8373

POZO A

Elementos	Mn (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Ge (ppm)	Se (ppm)	Br (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)
Mn (ppm)	1,0000									
Co (ppm)	-0,0498	1,0000								
Ni (ppm)	0,0632	0,4488	1,0000							
Cu (ppm)	0,1084	0,4480	0,9185	1,0000						
Zn (ppm)	0,2211	0,4144	0,9326	0,8785	1,0000					
Ge (ppm)	0,1414	-0,0662	0,0315	0,0566	0,0383	1,0000				
Se (ppm)	0,0577	0,4599	0,9849	0,9196	0,9279	0,0616	1,0000			
Br (ppm)	0,4519	0,2863	0,6517	0,6451	0,6895	0,1005	0,6645	1,0000		
Rb (ppm)	0,2525	0,3767	0,8250	0,8388	0,8765	0,1321	0,8080	0,6791	1,0000	
Sr (ppm)	-0,0204	-0,0293	-0,0745	0,0417	0,0018	0,0059	-0,0624	0,0197	0,1577	1,0000
Y (ppm)	0,2674	0,3893	0,7210	0,7105	0,8445	-0,1060	0,7031	0,6100	0,8099	0,1253
Mo (ppm)	0,0918	0,4635	0,9665	0,8988	0,9315	0,0447	0,9588	0,6731	0,8165	-0,0463
Ag (ppm)	-0,2020	0,0172	0,1042	-0,0669	-0,0491	-0,0260	0,0920	-0,2195	-0,2497	-0,6646
Cs (ppm)	-0,1109	-0,0275	0,0355	-0,0032	0,0517	-0,1592	0,0160	0,0647	-0,0138	-0,1434
Ba (ppm)	0,0755	0,0318	-0,0054	0,0441	0,1224	-0,4303	-0,0178	0,1265	0,0514	0,2841
La (ppm)	0,1828	0,0646	0,0938	0,1242	0,2092	-0,0183	0,1019	0,2642	0,2492	0,2405
Ce (ppm)	0,0997	0,0890	0,0403	0,1450	0,1174	0,3291	0,0584	0,1768	0,3106	0,2104
Yb (ppm)	0,0818	-0,1478	-0,2205	-0,2288	-0,1476	0,0674	-0,1991	-0,0789	-0,2193	0,0052
Hf (ppm)	0,1301	-0,1298	-0,1411	-0,1342	-0,0680	0,1272	-0,1325	-0,0621	-0,0720	0,0312
Ta (ppm)	0,0123	-0,0069	0,1141	0,1312	0,1107	0,1613	0,1325	0,0479	0,1500	0,0124
W (ppm)	-0,0439	0,5506	0,2226	0,2453	0,2164	0,1474	0,2187	0,0484	0,2448	0,1921
Tl (ppm)	-0,0218	0,0201	0,0770	0,1469	0,1317	0,2318	0,1348	0,3422	0,2199	0,2714
U (ppm)	0,0369	0,4501	0,9321	0,8621	0,8616	0,0437	0,9265	0,6006	0,7551	0,0446

POZO A

Elementos	Y (ppm)	Mo (ppm)	Ag (ppm)	Cs (ppm)	Ba (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Yb (ppm)	Hf (ppm)	Ta (ppm)
Mn (ppm)										
Co (ppm)										
Ni (ppm)										
Cu (ppm)										
Zn (ppm)										
Ge (ppm)										
Se (ppm)										
Br (ppm)										
Rb (ppm)										
Sr (ppm)										
Y (ppm)	1,0000									
Mo (ppm)	0,7784	1,0000								
Ag (ppm)	-0,2905	0,0416	1,0000							
Cs (ppm)	0,0069	0,0305	0,0617	1,0000						
Ba (ppm)	0,3462	0,0607	-0,2475	0,1290	1,0000					
La (ppm)	0,3272	0,1114	-0,3998	-0,0974	0,2823	1,0000				
Ce (ppm)	0,2377	0,0944	-0,4491	-0,1144	-0,2578	0,1833	1,0000			
Yb (ppm)	-0,0534	-0,1458	-0,1119	-0,1480	0,1867	0,1563	-0,0585	1,0000		
Hf (ppm)	0,0426	-0,0806	-0,0534	0,0447	0,1130	-0,0864	0,1069	0,0506	1,0000	
Ta (ppm)	0,0917	0,0957	-0,0188	-0,0828	-0,1898	0,0055	0,1712	0,1068	-0,0878	1,0000
W (ppm)	0,1932	0,2188	-0,0625	0,1131	-0,0370	0,0374	0,1809	-0,2575	0,1063	0,0663
Tl (ppm)	0,1781	0,0663	-0,4665	-0,0213	0,0354	0,2095	0,2518	0,0555	-0,0749	0,2210
U (ppm)	0,6504	0,8887	-0,0112	-0,0607	-0,0615	0,1499	0,0803	-0,1775	-0,1629	0,1950

POZO A

Elementos	W (ppm)	Tl (ppm)	U (ppm)
W (ppm)	1,0000		
Tl (ppm)	0,0165	1,0000	
U (ppm)	0,2583	0,1549	1,0000

POZO B

Elementos	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	SO ₃ (%)
Al ₂ O ₃ (%)	1,0000							
Fe ₂ O ₃ (%)	0,7619	1,0000						
MgO (%)	-0,1536	-0,2327	1,0000					
CaO (%)	-0,7435	-0,6277	-0,1400	1,0000				
Na ₂ O (%)	0,9176	0,6132	-0,0790	-0,5655	1,0000			
K ₂ O (%)	0,9968	0,7316	-0,1330	-0,7212	0,9365	1,0000		
P ₂ O ₅ (%)	0,2042	0,2989	0,3784	-0,4191	0,1252	0,1884	1,0000	
SO ₃ (%)	0,3834	0,8365	-0,2433	-0,3789	0,2491	0,3439	0,2884	1,0000

POZO C

Elemento	MgO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	V (ppm)	Cr (ppm)	Mn (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Zn (ppm)	As (ppm)	Ba (ppm)	U (ppm)
MgO (%)	1,0000											
Na ₂ O (%)	0,2011	1,0000										
K ₂ O (%)	0,2180	0,8215	1,0000									
V (ppm)	0,1698	0,7682	0,9368	1,0000								
Cr (ppm)	0,1782	0,7567	0,8900	0,8511	1,0000							
Mn (ppm)	-0,0101	0,4525	0,5506	0,4699	0,6435	1,0000						
Co (ppm)	0,2366	0,8999	0,9252	0,8541	0,8655	0,5530	1,0000					
Ni (ppm)	0,1787	0,6332	0,7524	0,7274	0,7376	0,2939	0,7365	1,0000				
Zn (ppm)	0,2394	0,7385	0,9428	0,8880	0,8929	0,5468	0,8548	0,7435	1,0000			
As (ppm)	0,1394	0,6443	0,8034	0,6922	0,7859	0,5988	0,7639	0,6349	0,7800	1,0000		
Ba (ppm)	0,0172	-0,0139	-0,0206	-0,0133	-0,0382	-0,0386	0,0184	-0,0227	-0,0699	-0,0479	1,0000	
U (ppm)	0,1633	0,1143	0,1135	0,2020	0,3507	0,1220	0,1467	0,3429	0,1992	0,0582	-0,0132	1,0000

POZO C

Elemento	MgO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Sc (ppm)	Ti (ppm)	V (ppm)	Cr (ppm)	Mn (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)
MgO (%)	1,0000									
Na ₂ O (%)	0,2769	1,0000								
K ₂ O (%)	0,2965	0,8182	1,0000							
Sc (ppm)	0,2151	0,8599	0,9183	1,0000						
Ti (ppm)	0,2601	0,8272	0,9563	0,9611	1,0000					
V (ppm)	0,2247	0,7635	0,9439	0,9098	0,9321	1,0000				
Cr (ppm)	0,2879	0,8107	0,9617	0,8910	0,9280	0,9127	1,0000			
Mn (ppm)	0,0998	0,4884	0,5902	0,5156	0,5459	0,5038	0,5632	1,0000		
Co (ppm)	0,3091	0,9097	0,9353	0,9376	0,9294	0,8668	0,9042	0,5722	1,0000	
Ni (ppm)	0,2578	0,7366	0,8777	0,8424	0,8681	0,8489	0,9049	0,4117	0,8208	1,0000
Zn (ppm)	0,2901	0,7427	0,9612	0,8464	0,9142	0,8960	0,9468	0,5770	0,8705	0,8697
As (ppm)	0,2154	0,6376	0,7973	0,7569	0,7633	0,6959	0,8048	0,5919	0,7567	0,7541
Ba (ppm)	- 0,1765	0,2613	0,3160	0,4049	0,3108	0,3753	0,4276	0,0567	0,2833	0,3636
U (ppm)	0,2639	0,1972	0,2381	0,2105	0,2434	0,2914	0,3108	0,0020	0,1775	0,4535

POZO C

Elemento	Zn (ppm)	As (ppm)	Ba (ppm)	U (ppm)
MgO (%)				
Na ₂ O (%)				
K ₂ O (%)				
Sc (ppm)				
Ti (ppm)				
V (ppm)				
Cr (ppm)				
Mn (ppm)				
Co (ppm)				
Ni (ppm)				
Zn (ppm)	1,0000			
As (ppm)	0,7909	1,0000		
Ba (ppm)	0,3125	0,2807	1,0000	
U (ppm)	0,2584	0,1139	-0,0227	1,0000

APENDICE III: CONCENTRACION DE MINERALES HALLADOS POR DRX

POZO A

Prof. (pies)	Cal.	Dol.	Cuar.	K- feldespa- tos	Plag.	Arcillas +Micas	Pirita	Halita	Side.	Yeso	Rutilo
9140,00	86,2	4,4	1,3	N.D	N.D	5,4	2,0	N.D	0,7	N.D	N.D
9143,33	96,8	2,5	0,7	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9159,33	95,2	3,1	0,9	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D
9167,50	95,7	2,9	0,8	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9176,33	89,7	3,7	1,2	N.D	N.D	2,6	2,4	N.D	0,4	N.D	N.D
9184,42	95,7	2,6	1,0	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9190,50	87,1	4,1	1,8	N.D	N.D	4,8	1,7	N.D	0,5	N.D	N.D
9194,58	91,3	3,5	1,1	N.D	N.D	1,9	1,7	N.D	0,5	N.D	N.D
9199,17	97,5	1,5	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9202,33	92,5	2,3	0,4	N.D	N.D	3,0	1,0	N.D	0,8	N.D	N.D
9212,33	93,3	5,8	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9227,67	92,6	1,6	1,2	N.D	N.D	3,1	1,0	N.D	0,5	N.D	N.D
9233,42	93,6	1,6	0,9	N.D	N.D	1,4	1,7	N.D	0,8	N.D	N.D
9246,33	94,5	3,7	0,6	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	0,7	N.D	N.D
9255,33	97,2	1,5	0,5	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D
9262,00	93,5	0,9	0,7	N.D	N.D	N.D	3,7	N.D	1,2	N.D	N.D
9262,33	91,2	1,1	0,4	N.D	N.D	1,7	4,8	N.D	0,8	N.D	N.D
9279,33	89,3	8,8	0,3	N.D	N.D	N.D	1,0	N.D	0,6	N.D	N.D
9286,33	97,3	1,6	0,4	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9303,33	89,4	9,7	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9311,00	98,2	1,2	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9312,00	96,2	2,7	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D
9335,25	87,1	11,4	0,4	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9342,25	88,5	10,7	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
9355,33	89,1	9,2	0,3	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D	0,9	N.D	N.D
9366,33	93,2	6,0	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
9371,33	95,4	3,1	0,5	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	1,0	N.D	N.D
9378,33	90,1	9,1	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9392,25	78,0	21,0	0,2	N.D	N.D	0,3	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
9397,33	90,7	8,5	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9399,17	92,9	6,2	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9403,33	92,7	6,2	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática "Perla"

Prof. (pies)	Cal.	Dol.	Cuar.	K- feldespa tos	Plag.	Arcillas +Micas	Pirita	Halita	Side.	Yeso	Rutilo
9417,33	90,6	8,6	0,4	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,4	N.D	N.D
9431,00	97,5	1,2	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	1,0	N.D	N.D
9438,33	93,6	5,5	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9446,67	83,8	15,4	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9454,33	88,7	10,2	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,9	N.D	N.D
9460,33	95,3	3,5	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,9	N.D	N.D
9468,83	81,8	17,3	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9473,17	81,3	17,8	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9631,33	95,1	3,8	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D
9638,42	89,5	9,6	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9647,33	91,6	7,6	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9654,17	70,9	27,9	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,9	N.D	N.D
9658,58	91,4	7,6	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D
9664,25	64,6	34,4	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D
9673,33	89,2	9,8	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9682,33	68,1	30,8	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,9	N.D	N.D
9696,00	46,3	32,3	2,9	N.D	N.D	12,2	3,3	N.D	1,1	N.D	N.D
9704,33	88,6	10,5	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9712,25	84,7	14,6	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
9722,33	89,5	9,7	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9737,33	67,2	32,2	0,0	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9744,33	85,6	13,9	0,0	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
9747,33	84,5	14,9	0,0	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9759,33	82,1	17,2	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
9762,25	80,1	18,8	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,9	N.D	N.D
9774,33	76,2	22,9	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9781,33	74,0	24,2	0,5	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D
9792,33	75,6	22,9	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9802,25	74,6	23,9	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9811,33	72,1	24,7	2,0	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9822,33	93,3	2,7	0,7	N.D	N.D	2,7	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9830,33	95,5	3,7	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
9837,58	98,3	0,6	0,5	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9852,42	95,3	4,0	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
9859,33	67,0	32,3	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,4	N.D	N.D

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática “Perla”

Prof. (pies)	Cal.	Dol.	Cuar.	K- feldespa tos	Plag.	Arcillas +Micas	Pirita	Halita	Side.	Yeso	Rutilo
9870,25	85,9	12,9	0,5	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9873,17	81,6	17,5	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9881,33	93,7	4,9	0,5	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,9	N.D	N.D
9893,00	78,7	20,3	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9905,33	92,7	6,7	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,3	N.D	N.D
9912,25	75,2	23,9	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9946,33	84,4	7,0	6,4	1,6	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9950,50	26,9	13,4	15,9	N.D	3,6	36,6	2,7	N.D	0,0	N.D	0,9
9952,00	79,9	0,0	11,5	1,7	2,9	N.D	2,0	N.D	0,8	N.D	1,2
9956,33	94,0	0,3	3,9	1,3	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
9960,17	29,0	71,0	0,0	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9964,00	86,4	0,8	7,4	N.D	2,2	N.D	1,8	N.D	0,6	N.D	0,8
9965,00	95,3	3,5	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,9	N.D	N.D
9977,25	96,2	2,7	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,9	N.D	N.D
9985,33	89,1	10,4	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,3	N.D	N.D
9987,67	79,7	19,4	0,1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D
9991,67	89,8	9,6	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	0,4	N.D	N.D

POZO B

Prof. (pies)	Cal	Dol.	Cuar.	K- feldespato	Plag.	Arcillas + micas	Pirita	Apat.	Halita	Hemat.
8831,75	96,5	1,0	0,5	N.D	N.D	N.D	1,6	0,4	N.D	N.D
8845,42	96,0	2,5	0,6	N.D	N.D	N.D	N.D	0,9	N.D	N.D
8858,50	98,1	1,1	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
8862,58	94,5	3,2	0,3	N.D	N.D	N.D	1,4	0,6	N.D	N.D
8870,50	98,4	1,3	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
8874,33	84,4	5,6	2,8	N.D	N.D	5,8	1,4	N.D	N.D	N.D
8887,50	96,5	2,0	0,7	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D
8898,58	94,6	3,1	0,7	N.D	N.D	N.D	1,3	0,3	N.D	N.D
8905,00	95,8	2,8	0,4	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
8906,58	97,2	1,8	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D
8920,83	95,8	2,4	0,7	N.D	N.D	N.D	N.D	1,1	N.D	N.D
8931,67	91,9	4,5	0,3	N.D	N.D	N.D	2,4	0,9	N.D	N.D
8939,92	95,6	3,6	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
8940,17	94,2	3,9	0,2	N.D	N.D	N.D	1,0	0,7	N.D	N.D
8943,67	92,9	6,4	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
8957,50	97,6	1,3	0,5	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
8965,50	97,4	1,6	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D
8971,17	98,0	1,3	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
8983,58	83,0	16,5	0,0	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
8988,58	95,1	4,0	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9001,42	89,4	10,1	0,0	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
9009,83	80,7	18,7	0,0	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9027,75	73,8	25,8	0,0	N.D	N.D	N.D	N.D	0,4	N.D	N.D
9040,50	91,6	7,9	0,0	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
9057,58	85,3	13,9	0,0	N.D	N.D	N.D	N.D	0,0	N.D	0,8
9061,33	74,1	23,5	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	1,6
9071,33	92,7	6,2	0,0	N.D	N.D	N.D	N.D	0,4	N.D	0,7
9079,33	97,2	1,6	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	0,9	N.D	N.D
9089,33	84,7	14,1	0,0	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	0,7
9106,67	93,1	6,1	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9107,33	91,9	7,5	0,0	N.D	N.D	N.D	N.D	0,0	N.D	0,6
9117,33	83,0	16,1	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,0	N.D	0,7
9128,17	94,8	4,0	0,4	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática "Perla"

Prof. (pies)	Cal	Dol.	Cuar.	K- feldespato	Plag.	Arcillas + micas	Pirita	Apat.	Halita	Hemat.
9139,83	95,1	3,8	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D
9141,25	93,3	5,8	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9146,83	95,6	3,5	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9149,00	78,7	20,5	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9155,25	88,2	10,9	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9161,25	85,7	13,5	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9179,50	82,2	17,0	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9187,42	91,7	7,4	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9191,42	97,3	1,6	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,9	N.D	N.D
9193,83	95,8	3,0	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	0,9	N.D	N.D
9196,83	80,9	18,6	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,3	N.D	N.D
9205,50	85,6	13,1	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9209,50	86,8	12,4	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9214,42	48,2	51,2	0,0	N.D	N.D	N.D	N.D	0,6	N.D	N.D
9217,67	92,2	7,0	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	0,5	N.D	N.D
9220,42	87,7	11,4	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9241,58	88,0	10,5	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,8	N.D	N.D
9253,50	92,5	6,6	0,2	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9267,42	95,0	3,7	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	1,0	N.D	N.D
9283,58	95,5	3,1	0,3	N.D	N.D	N.D	N.D	0,7	N.D	N.D
9332,50	90,0	6,0	1,0	N.D	N.D	3,0	N.D	N.D	N.D	N.D
9335,58	57,0	35,0	1,0	N.D	N.D	5,0	2,0	N.D	N.D	N.D
9340,50	91,0	6,0	1,0	N.D	N.D	2,0	N.D	N.D	N.D	N.D
9487,58	85,0	11,0	1,0	N.D	N.D	3,0	N.D	N.D	N.D	N.D
9508,42	97,0	N.D	1,0	N.D	N.D	2,0	N.D	N.D	N.D	N.D
9526,42	97,0	N.D	1,0	N.D	N.D	2,0	N.D	N.D	N.D	N.D

POZO C

Prof. (pies)	Calcita	Dolomita	Cuarzo	K- feldespatos	Plagioclasa	Arcillas +Micas	Siderita	Pirita
9261,33	96	N.D	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9268,58	92	4	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9274,42	94	2	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9280,00	95	N.D	1	N.D	N.D	4	N.D	N.D
9284,08	96	3	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9291,00	99	N.D	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9296,83	79	3	4	N.D	N.D	14	N.D	N.D
9302,00	84	7	2	N.D	N.D	7	N.D	N.D
9304,08	86	6	1	N.D	N.D	7	N.D	N.D
9307,08	91	3	1	N.D	N.D	5	N.D	N.D
9309,00	78	2	4	N.D	N.D	16	N.D	N.D
9311,00	87	5	2	N.D	N.D	6	N.D	N.D
9314,00	84	4	2	N.D	N.D	8	N.D	2
9320,67	78	13	1	N.D	N.D	6	N.D	2
9324,92	78	7	3	N.D	N.D	10	N.D	2
9328,08	93	N.D	1	N.D	N.D	3	N.D	3
9330,08	96	N.D	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9332,58	95	N.D	1	N.D	N.D	3	N.D	1
9336,33	98	1	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9348,25	94	2	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9358,58	80	15	1	N.D	N.D	3	N.D	1
9365,50	77	19	1	N.D	N.D	2	N.D	1
9370,25	88	8	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9379,83	89	10	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9384,50	93	3	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9390,08	98	1	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9395,00	93	4	1	N.D	N.D	2	N.D	N.D
9401,08	98	1	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9415,75	98	1	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9421,08	96	3	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9430,00	99	N.D	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9438,00	85	14	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9445,92	85	14	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9451,00	86	10	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9457,08	89	7	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D

Quimioestratigrafía isotópica y elemental de la Plataforma Carbonática "Perla"

Prof. (pies)	Calcita	Dolomita	Cuarzo	K- feldespatos	Plagioclasa	Arcillas +Micas	Siderita	Pirita
9464,08	64	31	1	N.D	N.D	3	N.D	1
9470,08	64	28	2	N.D	N.D	4	N.D	2
9476,08	92	4	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9484,83	82	14	1	N.D	N.D	2	N.D	1
9490,00	74	21	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9495,00	80	16	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9504,17	90	6	1	N.D	N.D	2	N.D	1
9516,00	76	18	1	N.D	N.D	4	N.D	1
9522,17	56	38	1	N.D	N.D	3	N.D	2
9528,00	91	5	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9543,00	93	4	1	N.D	N.D	2	N.D	N.D
9558,25	96	3	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9564,00	96	N.D	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9570,00	98	1	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9581,92	75	16	4	N.D	N.D	3	N.D	1
9585,50	95	1	4	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9597,83	91	5	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9604,00	93	6	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9610,25	90	6	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9619,00	96	3	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9625,25	93	3	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9633,75	94	6	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9640,00	94	2	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9645,00	93	3	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9650,00	89	8	1	N.D	N.D	2	N.D	N.D
9650,00	97	N.D	1	N.D	N.D	2	N.D	N.D
9663,00	92	3	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9676,00	81	17	1	N.D	N.D	N.D	N.D	1
9681,25	93	4	1	N.D	N.D	2	N.D	N.D
9689,00	97	N.D	1	N.D	N.D	2	N.D	N.D
9690,00	96	N.D	1	N.D	N.D	3	N.D	N.D
9691,17	95	4	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D
9697,17	96	2	1	N.D	N.D	N.D	N.D	N.D

APENDICE IV: RESULTADOS ISOTOPICOS EN ROCA TOTAL

POZO A

Prof. (pies)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
9143,33	-0,22	-1,99
9159,33	-0,17	-1,50
9167,50	-0,24	-1,60
9176,33	-0,32	-2,4
9184,41	-0,41	-2,13
9190,50	-0,50	-2,45
9194,58	-0,51	-2,18
9199,16	-0,16	-2,11
9204,33	-0,20	-2,17
9212,33	-0,09	-2,64
9227,33	0,09	-2,10
9233,41	0,16	-2,50
9246,33	0,25	-2,34
9255,33	-0,10	-2,60
9262,33	0,41	-2,59
9279,33	0,17	-2,90
9286,33	0,06	-3,57
9303,33	0,09	-3,63
9311,00	-0,04	-4,05
9312,08	0,04	-2,46
9335,25	0,28	-3,71
9342,25	0,25	-3,83
9355,33	0,04	-4,10
9366,33	0,22	-4,49
9378,33	0,22	-2,31
9392,25	0,63	-2,60
9397,33	0,54	-4,60
9399,16	0,56	-3,93
9417,33	0,34	-3,74
9431,08	0,37	-2,70
9438,33	0,63	-2,30

Prof. (pies)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
9446,66	0,39	-3,70
9454,33	0,49	-3,00
9460,33	0,47	-2,79
9468,08	0,76	-3,33
9473,16	0,79	-3,41
9631,33	-0,09	-3,81
9638,41	0,04	-3,50
9647,33	-0,06	-3,80
9654,08	0,29	-2,80
9673,33	0,50	-3,36
9682,33	0,65	-3,00
9696,00	1,10	-1,45
9712,25	0,57	-3,90
9722,33	0,74	-3,00
9737,33	0,94	-2,17
9744,33	0,82	-3,50
9747,33	0,65	-4,04
9759,33	0,88	-3,40
9762,25	0,82	-3,44
9781,33	0,58	-2,70
9802,25	0,66	-2,77
9811,33	0,70	-3,40
9822,33	0,43	-3,00
9830,33	0,46	-2,60
9837,58	0,04	-2,84
9852,42	0,12	-3,70
9859,33	0,83	-2,10
9870,25	0,44	-2,66
9873,16	0,60	-3,10
9893,00	0,74	-2,60
9905,33	0,32	-3,52
9912,25	0,83	-2,65
9946,33	0,10	-3,10
9956,33	-0,26	-3,50
9956,83	-0,26	-3,40
9956,91	-0,32	-3,20
9957,08	-0,30	-3,70

Prof. (pies)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
9957,29	-0,19	-3,20
9957,41	-0,17	-3,30
9957,5	-0,19	-3,20
9957,66	-0,27	-3,20
9957,83	-0,17	-2,90
9960,16	0,38	-0,90
9977,25	-0,23	-3,40
9985,33	-0,09	-3,40
9987,66	0,21	-3,20
9991,66	0,07	-4,20

POZO B

Prof. (pies)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
8831,75	0,30	-0,82
8845,33	-0,35	-2,18
8858,50	0,19	-1,42
8862,58	0,10	-1,42
8870,50	0,24	-1,21
8874,33	-0,34	-1,49
8887,50	0,09	-2,23
8898,58	0,27	-2,10
8905,00	0,23	-2,01
8906,58	0,58	-1,28
8920,83	-0,01	-2,08
8931,66	0,51	-2,17
8939,91	0,37	-1,97
8940,16	0,17	-2,02
8943,66	0,28	-1,38
8957,50	0,24	-2,46
8965,50	0,09	-1,92
8971,16	-0,02	-2,56
8983,58	0,22	-2,14
8988,58	-0,11	-3,11
9001,41	-0,09	-2,94

Prof. (pies)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
9009,83	0,42	-2,18
9027,75	0,27	-2,51
9040,50	0,54	-1,96
9048,50	0,38	-2,19
9057,58	0,58	-3,09
9061,33	0,81	-2,01
9071,33	0,75	-3,00
9079,33	0,57	-3,46
9089,33	0,74	-2,46
9106,66	0,57	-2,77
9106,66	0,42	-2,84
9107,33	0,42	-3,78
9117,33	0,37	-2,90
9128,16	0,39	-2,80
9131,83	0,63	-2,52
9139,83	0,53	-3,02
9141,25	0,47	-2,25
9146,83	0,50	-3,16
9155,25	0,46	-3,74
9161,25	0,52	-3,69
9170,25	-0,03	-4,36
9179,50	0,36	-3,78
9187,41	0,26	-3,06
9191,41	0,26	-4,40
9193,83	0,34	-3,39
9194,00	0,84	-0,72
9196,83	0,51	-3,27
9205,50	0,50	-3,74
9209,50	0,44	-3,85
9214,41	0,87	-1,64
9217,66	0,44	-3,30
9220,41	0,44	-3,22
9224,33	0,50	-3,07
9241,58	0,53	-3,66
9253,50	0,02	-4,19
9267,41	0,11	-3,32

Prof. (pies)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
9280,16	0,12	-3,09
9283,58	-0,03	-3,15
9292,33	-1,04	-5,14
9304,00	0,29	-3,58
9310,50	0,51	-3,31
9321,16	0,36	-3,14
9332,41	-0,12	-4,42
9340,66	0,44	-3,58
9352,50	0,41	-2,69
9364,50	0,11	-3,68
9370,50	0,07	-3,40
9387,58	-0,03	-3,62
9389,10	0,26	-3,96
9402,50	-0,13	-3,65
9410,41	0,17	-2,95
9431,33	0,03	-3,97
9434,00	0,26	-3,64
9444,16	-0,21	-3,44
9445,33	-0,35	-3,29
9447,66	-1,39	-3,32
9452,58	-0,05	-3,49
9453,58	0,11	-3,21
9464,50	0,34	-3,47
9474,16	0,6	-3,27
9487,33	0,23	-2,51
9508,41	-0,55	-4,17
9526,41	-0,63	-4,68

POZO C

Prof. (pies)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
9274,42	0,35	-1,4
9284,08	0,49	-2,0
9291,00	0,21	-0,9
9296,83	0,52	-1,9
9302,00	0,40	-1,9
9304,08	0,30	-1,9
9307,08	0,21	-2,4
9309,00	0,38	-3,7
9311,00	0,20	-2,2
9314,00	0,06	-2,3
9320,67	0,48	-2,3
9324,92	0,42	-2,6
9330,08	0,18	-3,4
9336,33	0,40	-4,5
9342,17	0,57	-4,2
9349,25	0,46	-4,4
9365,50	0,17	-4,2
9379,83	0,16	-3,3
9390,08	0,58	-4,6
9401,08	0,65	-4,0
9415,75	0,63	-3,1
9421,08	0,39	-3,5
9430,00	-0,04	-4,6
9438,00	0,42	-3,4
9445,92	0,75	-3,2
9451,00	0,53	-3,5
9457,08	0,43	-4,1
9464,08	0,76	-2,9
9470,08	0,81	-2,3
9476,08	0,36	-3,4
9484,83	0,64	-3,9
9490,00	0,67	-3,4
9495,00	0,62	-3,0
9504,17	0,38	-4,7

Prof. (pies)	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
9516,00	0,36	-3,2
9528,00	0,25	-3,7
9543,00	0,21	-5,0
9558,25	-0,07	-4,8
9570,00	0,04	-3,1
9585,50	-0,11	-3,3
9604,00	0,06	-4,3
9619,00	0,20	-4,7
9633,75	0,27	-4,3
9645,00	0,21	-4,1
9663,00	-0,06	-3,7
9676,00	0,14	-3,0
9689,00	-1,04	-3,4
9690,00	-0,87	-4,3
9691,17	-0,82	-3,9
9697,17	-1,11	-3,9

APENDICE V: RESULTADOS ISOTOPICOS EN AMPHISTEGINA

POZO A

Prof. (pies)	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{VPDB})}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{VPDB})}$ ‰
9149,25	-0,35	-2,5
9181,25	0,21	-2,5
9194,58	-0,12	-3,0
9234,33	0,36	-2,6
9286,00	-0,49	-4,2
9287,25	0,29	-3,8
9298,25	0,71	-3,4
9356,67	0,07	-4,6
9696,08	0,56	-5,1
9704,00	0,42	-4,0
9722,83	0,41	-5,7
9776,50	0,34	-4,8

POZO B

Prof.(pies)	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{VPDB})}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{VPDB})}$ ‰
8837,00	0,58	-1,3
8875,00	0,32	-2,5
8917,58	0,56	-2,3
8966,67	0,11	-2,9
9008,50	0,27	-2,2
9028,00	0,37	-3,6
9068,33	0,37	-3,8
9162,50	0,23	-4,7
9191,83	0,09	-5,1
9205,83	-0,07	-4,7
9381,33	0,36	-4,1

POZO C

Prof.(pies)	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{VPDB})}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{VPDB})}$ ‰
9268,00	0,93	-2,1
9278,42	-0,15	-4,5
9332,50	0,35	-4,0
9352,67	0,41	-4,2
9364,83	0,27	-5,4
9421,75	0,41	-4,5
9456,67	0,45	-4,2
9468,17	0,38	-5,4
9522,25	0,14	-4,1
9558,33	0,19	-5,5
9613,50	-0,07	-5,8
9699,58	-1,10	-4,5

APENDICE VI: PALEOTEMPERATURAS HALLADAS

La fórmula utilizada para el cálculo de las paleotemperaturas es la siguiente:

$$T\text{ }^{\circ}\text{C} = 16,5 - 4,3 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}} - \delta_{\text{H}_2\text{O}}) + 0,14 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}} - \delta_{\text{H}_2\text{O}})^2$$

En donde el valor de $\delta_{\text{H}_2\text{O}}$ fue calculado mediante una aproximación siguiendo la siguiente formula empírica:

$$\delta_{\text{H}_2\text{O}} = 0,576 + 0,041X - 0,0017X^2 + 1,35 \cdot 10^{-5}X^3$$

Y una vez obtenido la variable $\delta_{\text{H}_2\text{O}}$, se procedió a calcular las paleotemperaturas.

POZO A

Prof. (pies)	T (°C)
9149,25	29,3
9181,25	29,2
9194,58	30,9
9234,33	29,3
9286,00	34,6
9287,25	33,3
9298,25	32,1
9356,67	35,7
9696,08	36,9
9704,00	33,8
9722,83	38,7
9776,50	36,2

POZO B

Prof. (pies)	T (°C)
8837,00	24,9
8875,00	29,2
8917,58	28,4
8966,67	30,6
9008,50	28,2
9028,00	32,8
9068,33	33,3
9162,50	35,8
9191,83	37,1
9205,83	35,9
9381,33	34,2

POZO C

Prof. (pies)	T (°C)
9268,00	27,8
9278,42	35,3
9332,50	33,9
9352,67	34,5
9364,83	37,7
9421,75	35,4
9456,67	34,4
9468,17	37,8
9522,25	34,2
9558,33	38,0
9613,50	38,8
9699,58	35,5

APENDICE VII: ANALISIS NORMATIVO

Se parte de la asunción de que todo el potasio (K) se encuentra en la fase mineral illita, la cual presenta la siguiente formula química:

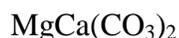


por ende los porcentajes que posee cada oxido en esta fase mineral es la siguiente:

% K ₂ O	9,35
% Al ₂ O ₃	32,90
% MgO	2,00
% FeO	3,57
% SiO ₂	47,72
% H ₂ O	4,47

Partiendo de que si se posee 100 % de illita se obtendría 9,35 % de potasio, utilizando el valor medido se logra establecer cuanto existe teóricamente de illita. Asi mismo se realiza lo mismo para el hierro y magnesio pero ahora partiendo de la cantidad de dolomita hallada en el cálculo anterior.

La cantidad de magnesio hallada para la cantidad de illita teórica es restado al magnesio de la muestra, el cual posteriormente se usa para hallar el porcentaje de dolomita que existe con base en este porcentaje de MgO, mediante la siguiente fórmula química:



Donde los porcentajes de cada elemento son los siguientes:

% CaO	30,41
% MgO	21,85
% CO ₂	47,73

El calcio hallado para la cantidad de dolomita, se resta al calcio original que luego es usado para hallar la cantidad de calcita mediante la fórmula:



Y con las relaciones estequiométricas se calcula la calcita y la cantidad de CO₂ teórico.

POZO A

Prof. (pies)	Illita	Dolomita	Calcita
9140,00	2,5	7,7	86,5
9143,40	0,3	5,9	93,3
9159,40	0,5	5,7	92,6
9167,60	0,7	6,6	91,1
9176,40	1,1	7,0	88,7
9184,50	0,6	5,2	93,7
9190,60	1,7	6,6	89,5
9194,70	1,1	6,0	91,5
9199,20	0,3	4,6	94,8
9204,40	1,0	5,0	93,1
9212,40	0,3	7,2	92,5
9227,80	2,7	5,2	88,5
9233,50	0,6	4,6	94,4
9246,40	0,4	5,1	93,8
9255,40	0,6	3,8	94,9
9262,00	0,5	4,0	91,7
9262,40	0,6	4,4	92,5
9279,40	0,5	10,1	88,6
9286,40	0,1	3,9	94,4
9303,40	0,0	11,1	91,5
9311,00	0,0	3,4	95,1
9312,10	0,0	3,9	97,8
9335,30	0,9	14,9	85,9
9342,30	0,1	12,4	89,1
9355,40	0,0	7,7	93,8
9366,40	0,0	7,1	92,4
9371,40	0,1	4,1	97,0
9378,40	0,0	11,1	92,6
9392,30	0,1	21,5	79,8
9397,40	0,0	8,7	89,8

Prof. (pies)	Illita	Dolomita	Calcita
9399,20	0,0	7,3	87,0
9403,40	0,1	6,9	89,3
9417,40	0,1	8,0	91,9
9431,10	0,1	2,2	98,6
9438,40	0,1	6,1	95,7
9446,80	0,1	16,7	77,7
9454,40	0,1	9,6	93,5
9460,40	0,0	4,6	98,1
9468,10	0,0	19,0	82,7
9473,20	0,0	18,9	81,2
9631,40	0,1	4,4	95,9
9638,50	0,1	11,0	90,4
9647,40	0,4	6,9	93,3
9654,10	0,1	28,7	70,8
9658,70	0,0	7,4	93,7
9664,30	0,1	33,6	69,9
9673,40	0,1	11,1	89,6
9682,40	0,0	30,9	73,3
9696,00	7,6	24,3	50,5
9704,40	0,1	12,1	89,4
9712,30	0,1	16,2	82,6
9722,40	0,1	8,9	90,4
9737,40	0,1	33,0	70,7
9744,40	0,1	14,6	85,6
9747,40	0,1	16,1	85,4
9759,40	0,1	20,1	79,7
9762,30	0,3	19,9	81,7
9774,40	0,2	24,3	78,4
9781,40	0,1	25,7	79,0
9792,40	0,1	25,0	79,8
9802,30	0,0	26,0	78,8
9811,40	0,2	25,7	74,5
9822,40	0,8	3,7	95,6
9830,40	0,0	4,6	96,5
9837,70	0,1	2,1	98,4
9852,50	0,0	4,9	94,7

Prof. (pies)	Illita	Dolomita	Calcita
9859,40	0,2	31,0	72,8
9870,30	0,1	13,8	88,4
9873,20	0,2	19,3	83,1
9881,40	0,3	5,7	94,2
9893,00	0,1	22,9	81,0
9905,40	0,1	8,7	92,0
9912,30	0,1	26,1	75,7
9946,40	1,0	4,4	87,4
9950,42	28,9	18,6	24,4
9952,00	2,1	1,8	79,8
9956,40	0,4	3,8	95,8
9960,20	0,1	68,7	46,0
9965,00	0,1	4,7	95,1
9977,30	0,1	4,3	97,1
9985,40	0,1	13,0	87,8
9987,80	0,1	23,1	79,2
9991,80	0,1	12,2	89,8

POZO B

Prof. (pies)	Illita	Dolomita	Calcita
8831,75	0,3	4,8	87,7
8845,33	0,2	4,7	94,2
8858,5	0,2	4,0	93,1
8862,58	0,9	5,6	92,6
8870,5	0,2	4,2	94,0
8874,33	3,1	6,7	82,1
8887,5	0,9	4,9	92,4
8898,58	0,8	6,0	90,2
8905	0,5	5,1	92,5
8906,58	0,5	4,6	92,3
8920,83	1,0	4,9	90,9
8931,66	0,8	6,5	86,9
8939,91	0,3	5,9	92,4
8940,16	0,3	6,2	91,8
8943,66	0,2	7,7	91,9
8957,5	0,1	4,1	94,2
8965,5	0,0	5,4	89,7
8971,16	0,0	4,2	93,6
8983,58	0,0	17,5	81,3
8988,58	0,1	5,5	94,8
9001,41	0,1	11,9	86,2
9009,83	0,1	16,0	85,0
9027,75	0,1	21,8	77,2
9040,5	0,0	8,7	91,3
9048,5	0,1	9,3	91,4
9057,58	0,1	15,8	84,8
9061,33	0,1	27,0	75,9
9071,33	0,0	8,7	90,9
9079,33	0,1	3,3	96,2
9089,33	0,1	12,6	87,8
9106,66	0,0	7,9	92,1
9107,33	0,0	9,6	88,2
9117,33	0,1	17,2	82,6
9128,16	0,0	4,6	94,8

Prof. (pies)	Illita	Dolomita	Calcita
9131,83	0,1	23,8	78,8
9139,83	0,0	4,5	94,3
9141,25	0,1	8,0	92,1
9146,83	0,0	5,9	93,9
9149	0,1	21,8	78,7
9155,25	0,1	12,6	86,6
9161,25	0,0	14,8	84,7
9170,25	0,1	5,9	94,4
9179,5	0,0	18,5	81,9
9187,41	0,1	7,8	91,4
9191,41	0,1	3,0	94,4
9193,83	0,0	3,9	94,8
9196,83	0,2	19,3	79,7
9205,5	0,1	14,9	84,3
9209,5	0,0	13,0	86,8
9214,41	0,2	42,4	57,7
9217,66	0,0	9,1	90,2
9220,41	0,1	11,3	88,8
9224,33	0,1	13,4	88,3
9241,58	0,0	11,8	84,8
9253,5	0,0	8,0	91,9
9267,41	0,1	5,1	94,3
9280,16	0,1	5,5	97,0
9283,58	0,0	4,2	95,3
9292,33	0,3	23,7	77,1
9304	0,0	3,8	97,4
9310,5	0,1	16,7	84,6
9321,16	0,1	8,3	91,8
9332,41	0,2	9,8	88,6
9340,66	0,3	19,4	80,8
9352,5	0,1	34,8	71,3
9364,5	0,0	4,7	95,8
9370,5	0,0	8,8	90,4
9380,16	0,1	4,6	95,5
9387,58	0,3	6,5	93,0
9389,1	0,2	5,8	93,5

Prof. (pies)	Illita	Dolomita	Calcita
9402,5	0,1	18,0	83,2
9410,41	0,1	19,4	81,7
9422,5	0,0	3,6	95,9
9431,33	0,0	4,1	93,3
9434	0,1	7,5	91,9
9444,16	0,1	1,8	97,4
9445,33	0,4	2,8	95,0
9447,66	0,3	3,6	95,7
9452,58	0,1	5,2	92,9
9453,58	0,1	3,9	94,4
9464,5	0,2	11,5	88,3
9474,16	0,2	12,7	84,2
9487,33	0,3	33,9	71,0
9508,41	0,2	1,7	93,7
9509,66	2,1	1,6	73,1
9510,75	1,1	1,7	91,1
9512,58	2,8	2,0	66,0
9513,5	4,0	0,3	14,8
9514	1,1	1,6	65,3
9526,41	0,2	2,4	97,0

POZO C

Prof. (pies)	Illita	Dolomita (Dato DRX)	Calcita (Dato DRX)	CaO Teori. (%)	CO ₂ Teori. (%)
9261,33	0,2	2,7	96	54,624	43,523
9268,58	0,3	6,4	92	53,483	43,490
9274,42	0,4	3,6	94	53,750	43,030
9280,00	0,4	2,7	95	54,057	43,072
9284,08	1,0	4,6	96	55,194	44,417
9291,00	0,4	3,6	99	56,549	45,225
9296,83	6,0	2,4	79	45,001	35,894
9302,00	2,4	10,2	84	50,173	41,812
9304,08	2,2	4,5	86	49,549	39,954
9307,08	0,2	10,9	91	54,294	45,203
9309,00	5,9	10,3	78	46,850	39,235
9311,00	2,1	8,8	87	51,428	42,463
9314,00	2,4	10,1	84	50,150	41,776
9320,67	1,7	11,7	78	47,257	39,873
9324,92	2,0	10,1	78	46,778	39,122
9328,08	0,1	3,8	93	53,270	42,717
9330,08	0,2	2,7	96	54,599	43,483
9332,58	0,2	2,2	95	53,900	42,825
9336,33	0,2	2,9	98	55,797	44,484
9342,17	0,1	3,6	90	51,508	41,269
9348,25	0,2	2,9	94	53,544	42,706
9358,58	0,3	3,0	80	45,744	36,620
9365,50	0,3	7,7	77	45,497	37,552
9370,25	1,1	4,0	88	50,511	40,584
9379,83	0,2	10,2	89	52,974	44,011
9384,50	0,1	2,7	93	52,940	42,198
9390,08	0,1	2,9	98	55,797	44,484
9395,00	0,1	5,9	93	53,915	43,729
9401,08	0,1	4,0	98	56,126	45,000
9415,75	0,1	4,9	98	56,399	45,428
9421,08	0,2	5,8	96	55,540	44,960
9430,00	0,2	2,1	99	56,096	44,513
9438,00	0,2	13,4	85	51,708	43,783

Prof. (pies)	Illita	Dolomita (Dato DRX)	Calcita (Dato DRX)	CaO Teori. (%)	CO ₂ Teori. (%)
9445,92	0,2	6,2	85	49,518	40,345
9451,00	0,2	13,0	86	52,148	44,033
9457,08	0,1	10,0	89	52,906	43,904
9464,08	0,2	8,5	64	38,452	32,210
9470,08	0,2	7,6	64	38,177	31,779
9476,08	0,1	5,6	92	53,266	43,149
9484,83	0,2	4,5	82	47,305	38,190
9490,00			74	41,462	32,538
9495,00	0,1	4,2	80	46,088	37,160
9504,17	0,2	9,5	90	53,308	44,095
9516,00	0,3	4,1	76	43,831	35,376
9522,17	0,2	9,0	56	34,104	28,904
9528,00	0,1	7,2	91	53,185	43,462
9543,00	0,1	7,8	93	54,488	44,628
9549,92	0,1	10,9	96	57,118	47,437
9558,25	0,2	4,0	96	55,011	44,129
9564,00	0,2	1,2	98	55,287	43,684
9570,00	0,3	4,8	75	43,476	35,259
9581,92	0,8	4,2	95	54,504	43,773
9585,50	0,5	2,0	91	51,586	40,953
9597,83	0,4	7,8	93	54,487	44,626
9604,00	0,1	7,8	90	52,795	43,290
9610,25	0,2	7,5	96	56,081	45,809
9619,00	0,2	6,5	93	54,069	43,971
9625,25	0,3	2,8	94	53,534	42,691
9633,75	0,4	7,0	94	54,797	44,672
9640,00	0,2	4,7	93	53,541	43,141
9645,00	0,2	4,8	89	51,337	41,442
9650,00	0,1	1,5	97	54,812	43,378
9663,00	0,1	3,4	92	52,586	42,083
9676,00	0,1	3,6	81	46,472	37,322
9681,25	0,1	4,3	93	53,407	42,932
9689,00	0,1	2,1	97	54,989	43,655
9690,00	0,2	2,2	96	54,444	43,240
9691,17	0,1	5,8	95	54,978	44,518
9697,17	0,3	3,8	96	54,956	44,043

APENDICE VIII: CONDICIONES DE ANALISIS DE DIFRACCION DE RAYOS X

Difractómetro Philips

Generador de rayos X: PW 3710

Goniómetro modelo “step scanning”: PW 3020

Detector de rayos x: PW 1711/90

Tubo de cobre

Parámetros	Condiciones II
Tubo Generador	Cobre
Configuración del generador	20 mA, 40 kV
K-Alpha1 [Å]	1,5406
K-Alpha2 [Å]	1,54443
K-Beta [Å]	1,39225
Ángulo de inicio (2θ)	3
Ángulo final (2θ)	75
Tamaño del paso (2θ)	0,05
Tiempo por paso (s)	1,25

APENDICE IX: ANALISIS DE FACTORES

Los datos de los atributos químicos fueron previamente evaluados en su distribución mediante la prueba de Kolmogorov-Smirnov (K-S). Posteriormente, mediante transformaciones Logaritmica de base 10, se normalizaron las variables. Una vez culminado el tratamiento previo de los datos iniciales se procedió a aplicar la técnica de Análisis de Factores.

Con la aplicación del Análisis de Factores se extrajeron los factores empleando la rotación ortogonal Quartimax y aplicando una estimación de covarianza robusta. A partir de los pasos anteriormente especificados, se generaron los siguientes factores con su respectivo peso de carga:

Variable	Factor1	Factor2	Factor3
Al2O3_ (%)	0,824	0,202	0,332
K2O_ (%)	0,820	0,096	0,299
SO3_ (%)	0,813	0,095	0,009
Fe2O3_ (%)	0,802	0,167	0,238
Zn_ (ppm)	0,765	-0,042	0,026
P2O5_ (%)	0,755	-0,285	-0,130
Y_ (ppm)	0,748	-0,146	-0,207
Ni_ (ppm)	0,699	-0,040	-0,437
Rb_ (ppm)	0,648	0,482	0,277
Cr_ (ppm)	0,636	-0,135	-0,283
Mn_ (ppm)	0,572	0,448	0,089
Na2O_ (%)	0,549	0,131	-0,008
Se_ (ppm)	0,522	0,006	-0,305
Br_ (ppm)	0,478	0,095	0,004
Mo_ (ppm)	0,444	0,211	-0,211
Cu_ (ppm)	0,299	0,242	-0,261
MgO_ (%)	-0,035	-0,806	-0,070
CaO_ (%)	-0,223	0,795	0,136
Sr_ (ppm)	-0,050	0,775	-0,319
Ce_ (ppm)	0,211	0,625	-0,037
Ba_ (ppm)	0,206	0,606	-0,408
Ag_ (ppm)	-0,323	-0,600	0,083
La_ (ppm)	0,201	0,370	-0,227
Ta_ (ppm)	-0,167	0,301	-0,277
U_ (ppm)	0,089	0,335	-0,724
V_ (ppm)	0,285	0,055	-0,679
Cs_ (ppm)	0,122	-0,138	0,430
Hf_ (ppm)	0,144	0,255	0,268
Co_ (ppm)	0,071	-0,173	-0,338
Ge_ (ppm)	-0,216	0,316	0,172
Tl_ (ppm)	0,190	0,301	-0,010
Yb_ (ppm)	0,062	0,088	-0,151
W_ (ppm)	0,122	0,234	-0,123
Varianza	7,6456	4,4818	2,7288
% Var	0,232	0,136	0,083