



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA

ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y MATERIALES

LICENCIATURA EN INGENIERÍA EN GEOLOGÍA AMBIENTAL

**“Condiciones paleoambientales de las Formaciones Pimienta
(Jurásico Superior) y Agua Nueva (Cretácico Superior):
evidencias a partir del estudio de biomarcadores.”**

TESIS PROFESIONAL

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

**LICENCIADO(A) EN INGENIERÍA EN GEOLOGÍA
AMBIENTAL**

PRESENTA:

SEVERIANO OSORIO ANDRADE

ADRIANA RIVERA LUCAS

DIRECTORES DE TESIS:

Director: DR. Kinardo Flores Castro (AACTyM-UAEH)

Co-directora: DRA. María Colín García (Instituto de Geología-UNAM)



Mineral de la Reforma, Hgo., a 29 de abril de 2025

Número de control: ICBI-D/632/2025

Asunto: Autorización de impresión.

MTRA. OJUKY DEL ROCÍO ISLAS MALDONADO
DIRECTORA DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR DE LA UAEH

Con fundamento en lo dispuesto en el Título Tercero, Capítulo I, Artículo 18 Fracción IV; Título Quinto, Capítulo II, Capítulo V, Artículo 51 Fracción IX del Estatuto General de nuestra Institución, por este medio, le comunico que el Jurado asignado a los egresados de la Licenciatura en Ingeniería Ambiental **Severiano Osorio Andrade** y **Adriana Rivera Lucas**, quien presenta el trabajo de titulación "**Condiciones paleoambientales de las Formaciones Pimienta (Jurásico Superior) y Agua Nueva (Cretácico Superior): evidencias a partir del estudio de biomarcadores**", ha decidido, después de revisar dicho trabajo en la reunión de sinodales, **autorizar la impresión del mismo**, una vez realizadas las correcciones acordadas.

A continuación, firman de conformidad los integrantes del Jurado:

Presidente: Dr. Fred Pérez Corona

Secretario: Dr. Eduardo Alejandro Alemán Gallardo

Vocal: Dr. Kinardo Flores Castro

Suplente: Dra. María Colín García

Sin otro particular por el momento, reciba un cordial saludo.

Atentamente
"Amor, Orden y Progreso"

Mtro. Gabriel Vergara Rodríguez
Director del ICBI



GVR/YCC

Ciudad del Conocimiento, Carretera Pachuca-Tulancingo Km. 4.5 Colonia Carboneras, Mineral de la Reforma, Hidalgo, México. C.P. 42184
Teléfono: 771 71 720 00 Ext. 40001
direccion_icbi@uaeh.edu.mx,
vergarar@uaeh.edu.mx



Mineral de la Reforma, Hidalgo, 30 de abril de 2025

Asunto: **CERTIFICADO DE ORIGINALIDAD**

CERTIFICADO DE DIRECTORES DE TESIS

Los abajo firmantes, en calidad de Director y Co-directora de la presente tesis titulada: **“Condiciones paleoambientales de las Formaciones Pimienta (Jurásico Superior) y Agua Nueva (Cretácico Superior): evidencias a partir del estudio de biomarcadores”**, presentada por **Severiano Osorio Andrade** y **Adriana Rivera Lucas**, declaramos que este trabajo es original y ha sido realizado por los autores en el periodo de Mayo 2023 a Abril 2025, de acuerdo con los principios éticos y académicos exigidos por la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

Manifestamos que la presente tesis no ha sido previamente presentada para la obtención de otro título académico y que, hasta donde sabemos, no contiene material previamente publicado por otra persona sin el reconocimiento correspondiente.

En nuestra calidad de asesores/as del trabajo, damos fe de que el contenido es auténtico, producto del esfuerzo de los tesisistas, y cumple con los requisitos establecidos por la institución para optar al título de Licenciado en Ingeniería en Geología Ambiental.

Firman:


Dr. Kinardo Flores Castro
Director de Tesis

Profesor Investigador Titular C

Laboratorio de Geoquímica en AACTyM

Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo




Dra. María Colín García
Co-directora de Tesis

Investigadora Titular B

Instituto de Geología

Universidad Nacional Autónoma de México



Proyecto DGAPA-PAPIIT-IN111720

Investigación realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM << **Proyecto DGAPA-PAPIIT-IN111720** >>. Agradezco a la DGAPA-UNAM la beca recibida.

LA MATERIA ORGÁNICA CONTENIDA EN LAS FORMACIONES PIMIENTA (JURÁSICO SUPERIOR) Y AGUA NUEVA (CRETÁCICO SUPERIOR), UN ESTUDIO DESDE LA PERSPECTIVA DE LA GEOQUÍMICA ORGÁNICA.

Responsable María Colin García

Proyecto DGAPA-PAPIIT-IN111720

Dedicatoria de Severiano Osorio Andrade

A mis padres, Severiano y Florencia, con todo mi amor y gratitud. Ustedes han sido mi guía, mi fuerza y mi refugio en cada paso de este largo camino. Gracias por su amor incondicional, por sus sacrificios silenciosos, por estar presentes incluso cuando no sabían cómo ayudar, simplemente con su mirada y su abrazo. Esta meta es tanto mía como suya, porque sin su apoyo constante, su paciencia y su fe en mí, no habría llegado hasta aquí.

A mis hermanos, José Margarito, Rey Ivan y José Francisco, quienes han caminado a mi lado desde siempre, cada uno con su forma única de demostrar cariño. Gracias por sus palabras de aliento cuando más las necesitaba, por sus bromas en los momentos tensos, por su compañía silenciosa en los días largos y difíciles.

A mis sobrinos, Adrián de Jesús, Ezequiel y Allison Guadalupe, esos pequeños grandes seres que llenan mi vida de luz y alegría. Gracias por sus sonrisas, sus abrazos espontáneos y por recordarme que, más allá de los desafíos académicos, la vida está hecha de momentos simples y hermosos. Ustedes son una inspiración constante para seguir creciendo y soñando.

A Brandon Andrés, por su ayuda durante este proceso, por estar presente en los momentos de duda, por sus palabras de ánimo, consejos tan acertados, su apoyo sincero, comprensión y paciencia. Gracias por acompañarme en esta etapa tan significativa de mi vida.

A mi querida abuelita Nifa, por cada oración dedicada a mi bienestar, por su calidez inigualable. Su apoyo, aunque a veces en silencio, ha sido fundamental para mantenerme firme y con el corazón en paz.

A la memoria de mi abuelito Margarito (†), que, aunque ya no está físicamente conmigo, vive en cada uno de mis recuerdos. Gracias por haber sido un ejemplo de trabajo, bondad y ternura. Este logro también es tuyo, porque sembraste en mí la fuerza y la disciplina que hoy dan fruto.

A cada uno de ustedes, gracias por ser parte esencial de mi historia, por sostenerme con amor en los momentos más difíciles y por brindarme la fuerza para llegar hasta aquí. Este logro es un reflejo del camino que han recorrido junto a mí, no es solo mío, es nuestro.

Dedicatoria de Adriana Rivera Lucas

Dedico esta tesis a mis queridos hermanos, Nayeli y Juan, quienes han sido mi fuente de inspiración y apoyo a lo largo de mi vida académica. Su amor, comprensión y aliento han sido fundamentales para mí en este proceso.

A Nayeli por ser un ejemplo de fortaleza y determinación, y por estar siempre allí para escuchar y aconsejarme.

A Juan, por ser un compañero de aventuras y por compartir conmigo su alegría y entusiasmo por la vida.

A mis padres por su amor incondicional, su apoyo constante y su sacrificio para que yo pueda alcanzar mis metas. Su ejemplo de trabajo duro y dedicación ha sido una de mis motivaciones.

Esta tesis es un logro que compartimos juntos, y espero que sea un motivo de orgullo para todos. Los quiero mucho.

Agradecimientos

Queremos expresar nuestro más sincero agradecimiento al Dr. Kinardo, director de esta tesis, por su amistad, constante guía, paciencia y por haber confiado en nosotros desde el inicio de este proyecto. Su compromiso y exigencia académica han sido fundamentales para nuestro crecimiento académico y personal. Gracias por vincular este proyecto con su visión y experiencia, y por siempre estar dispuesto a escuchar y apoyar.

A la Dra. María, por su invaluable contribución a este proyecto. Cómo vínculo con la universidad, co-directora de esta tesis, gracias por su apoyo incondicional, sus valiosas observaciones y por estar siempre dispuesta a orientar nuestro trabajo con entusiasmo y dedicación. Su presencia constante durante todo el proceso, su apoyo y motivación fueron una fuente de inspiración y aliento. Gracias por su compromiso con nuestra formación académica.

Agradecemos al Centro de Astrobiología (CSIC-INTA), Madrid, España, de manera particular, al Dr. Daniel Carrizo Gallardo por haber facilitado los medios necesarios para la realización de los análisis de cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masas (CG-EM), su valiosa colaboración, rigor científico y compromiso fueron fundamentales para el desarrollo y la calidad de los resultados obtenidos en esta investigación.

Al Dr. Martín, por su valiosa contribución a este proyecto. Su guía experta en el proceso de mentoría para los análisis químicos y disposición en la interpretación de los espectros de RMN, cuya experiencia fue clave para el desarrollo y éxito de esta parte del trabajo experimental. Su visión de la química y su apoyo constante permitió abrir nuevos horizontes y perspectivas mediante la participación como ponentes en el Congreso INAGEQ XXXII con los resultados generados.

Nuestra gratitud a la Dra. Reyna, por su apoyo y orientación en el laboratorio de química. Su acompañamiento y conocimientos técnicos fueron esenciales para llevar a cabo muchas de las partes experimentales y análisis realizados. Nos gustaría destacar también su paciencia y accesibilidad, que nos permitieron sentirnos cómodos y apoyados durante todo el proceso. Gracias por su dedicación y apoyo.

Finalmente, nuestro agradecimiento al Dr. Fred y al Dr. Eduardo por haber aceptado fungir como sinodales en este trabajo. Apreciamos profundamente el tiempo, la atención y la disposición que dedicaron a la revisión de esta tesis, así como sus valiosas observaciones y sugerencias.

Índice General

Autorización de impresión de tesis	I
Certificado de originalidad	II
Proyecto DGAPA-PAPIIT-IN111720	III
Dedicatoria de Severiano Osorio Andrade	IV
Dedicatoria de Adriana Rivera Lucas	V
Agradecimientos	VI
Índice general	VIII
Índice de figuras	XI
Índice de tablas	XIV
Índice de anexos	XVI
Abreviaturas y simbología utilizadas	XVII
Resumen	1
Abstract	2
1. Capítulo 1. Generalidades	3
1.1. Introducción.....	3
1.2. Justificación.....	4
1.3. Objetivos.....	5
1.3.1. Objetivo general.....	5
1.3.2. Objetivos específicos.....	5
1.4. Hipótesis.....	6
2. Capítulo 2. Antecedentes.....	7
2.1. Formación Pimienta (Jurásico Superior).....	7
2.2. Formación Agua Nueva (Cretácico Superior).....	8
2.3. Geoquímica Orgánica	9
3. Capítulo 3. Marco teórico.....	13
3.1. Geoquímica	13
3.2. Geoquímica Orgánica.....	14
3.3. Ambientes sedimentarios.....	14

3.4.	Rocas Sedimentarias.....	16
3.5.	Hidrocarburos.....	19
3.6.	Materia Orgánica Sedimentarias (MOS)	20
3.6.1.	Diagénesis.....	23
3.6.2.	Catagénesis.....	24
3.6.3.	Metagénesis.....	25
3.7.	Bitumen.....	26
3.8.	Biomarcadores.....	26
3.9.	Resonancia Magnética Nuclear.....	29
3.10.	Cromatografía de gases.....	31
3.11.	Cromatografía de Gases acoplado a Espectrometría de Masas.....	32
4.	Capítulo 4. Zona de estudio.....	34
4.1.	Ubicación y acceso.....	34
4.2.	Marco Geológico.....	36
4.2.1.	Geología Regional.....	36
4.2.1.1.	Cuenca Tampico-Misantla.....	39
4.2.2.	Geología Local.....	41
4.2.2.1.	Formación Pimienta.....	41
4.2.2.2.	Formación Agua Nueva.....	44
4.2.3.	Importancia.....	47
5.	Capítulo 5. Metodología.....	48
5.1.	Geoquímica Orgánica.....	48
5.2.	Métodos de análisis.....	52
5.2.1.	Resonancia Magnética Nuclear (RMN).	52
5.2.2.	Cromatografía de gases - masa (CG-MS)	53
6.	Capítulo 6. Resultados y discusión.....	54
6.1.	Resonancia Magnética Nuclear.....	55
6.1.1.	Muestra AME-5.....	56
6.1.2.	Muestra 104.....	58
6.2.	Cromatografía de gases - espectrometría de masas.....	60
6.2.1.	Alcanos normales (n-alcanos, n-parafinas)	60
6.2.1.1.	Índice de longitud media de cadena (ACL)	66
6.2.1.2.	Índice de preferencia de carbonos (IPC)	67

6.2.1.3.	Relación terrígena/acuática (TAR).	69
6.2.1.4.	Relación pristano/fitano (Pr/Ph)	70
6.2.1.5.	Relación isoprenoides/n-alcanos.	72
6.2.2.	Alcanos ramificados.	74
6.2.3.	Alquenos (olefinas)	77
6.2.4.	Hopanos.	79
6.2.4.1.	Proporciones de epímeros 22S/(22R+22S)	82
6.2.5.	Esteroles.	83
6.2.6.	Hidrocarburos aromáticos policíclicos (HAP)	87
6.2.6.1.	Hidrocarburos aromáticos policíclicos metilados (HAP Me).	89
6.2.7.	Tiofenos (Compuestos sulfurados)	92
6.2.8.	Ácidos grasos.	96
6.2.8.1.	Ácidos grasos saturados.	97
6.2.8.2.	Ácidos grasos insaturados.	100
6.2.8.3.	Ácidos grasos ramificados terminales.	101
6.2.8.4.	Ácidos grasos ramificados de cadena media.	102
6.2.8.5.	Perfil de ácidos grasos.	103
6.2.9.	Alcoholes.	105
7.	Capítulo 7. Conclusiones y recomendaciones.	108
8.	Capítulo 8. Referencias citadas en el texto.	110
9.	Capítulo 9. Anexos	129
9.1.	Anexo 1.	129
9.2.	Anexo 2.	130
10.	Capítulo 10. Glosario.	137

Índice de figuras

Figura 1. Representación del proceso de sedimentación.....	18
Figura 2. Evolución de la materia orgánica en los sedimentos en función de la profundidad y temperatura.	23
Figura 3. Esquema general de evolución de la materia orgánica, desde los sedimentos recientemente depositados hasta la zona metamórfica, CH: carbohidratos, AA: ácidos fúlvicos, AH: ácidos húmicos, L: lípidos, HC: hidrocarburos, N, S, O: compuestos de N, S, O (no hidrocarburos).	25
Figura 4. Principales componentes de un equipo para el análisis de Resonancia Magnética Nuclear.	31
Figura 5. Ruta de acceso al afloramiento de la Fm. Pimienta en Ameca, Hidalgo y la Fm. Agua Nueva en Xilitla, San Luis Potosí.	36
Figura 6. Representación de la Cuenca Tampico-Misantla sobre la zona del Golfo de México.....	40
Figura 7. Estrato representativo de la Formación Pimienta en la zona de estudio en Ameca, Hidalgo. Se visualiza el pedernal negro nodular dispuesto sobre el estrato.....	41
Figura 8. Unidades que representan la llamada Serie Huasteca, donde se visualiza a la Formación Pimienta y su relación con las formaciones supra y subyacentes.	42
Figura 9. Fotografías de la Fm. Agua Nueva en su afloramiento en Xilitla, San Luis Potosí.....	45
Figura 10. Columna estratigráfica en se muestra la ubicación de la Fm. Agua Nueva.....	45
Figura 11. Sistema completo que permite la extracción de la materia orgánica soluble en función de la técnica de Extracción Secuencial Termorregulada.	51
Figura 12. Equipo de Resonancia Magnética Nuclear Bruker® Ascend 400 en donde fueron analizadas las muestras AME-5 y 104 en el Área Académica de Química en la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.	52
Figura 13. Espectro resultante del análisis de extractos por RMN ^1H , para la muestra AME-5 con diclorometano como solvente.	56

Figura 14. <i>Espectro resultante del análisis de extractos por RMN ^1H, para la muestra AME-5 con acetato de etilo como solvente.</i>	57
Figura 15. <i>Espectro resultante del análisis de extractos por RMN ^1H, para la muestra AME-5 con metanol como solvente.</i>	57
Figura 16. <i>Espectro resultante del análisis de extractos por RMN ^1H, para la muestra 104 con hexano como solvente.</i>	58
Figura 17. <i>Espectro resultante del análisis de extractos por RMN ^1H, para la muestra 104 con diclorometano como solvente.</i>	58
Figura 18. <i>Espectro resultante del análisis de extractos por RMN ^1H, para la muestra 104 con cloroformo como solvente.</i>	59
Figura 19. <i>Espectro resultante del análisis de extractos por RMN ^1H, para la muestra 104 con metanol como solvente.</i>	59
Figura 20. <i>Diagrama de barras obtenido del análisis de alcanos identificados por CG-MS de la Formación Pimienta en la muestra AME-13.</i>	63
Figura 21. <i>Diagrama de barras obtenido del análisis de alcanos identificados por CG-MS de la Formación Agua Nueva en las muestras 123 y 141.</i>	63
Figura 22. <i>Distribución de n-alcanos en muestras de sedimentos recientes, sedimentos antiguos y aceites crudos.</i>	64
Figura 23. <i>Diagrama de barras obtenido del análisis de alcanos identificados por CG-MS de la Formación Pimienta en la muestra AME-25.</i>	65
Figura 24. <i>Ejemplos de tiofenos aromáticos polinucleares. Traducido de Peters et al., (2005).....</i>	93
Figura 25. <i>Diagrama de barras en que se muestra la cantidad de ácidos grasos en función del número de carbonos de ácidos grasos, obtenidos por CG-EM de la Formación Pimienta en las muestras AME-13 y AME-25.....</i>	99
Figura 26. <i>Diagrama de barras en que se muestra la cantidad de ácidos grasos en función del número de carbonos de ácidos grasos, obtenidos por CG-EM de la Formación Agua Nueva en muestras 123 y 141.....</i>	100

Figura 27. <i>Ilustración del par de isómeros ramificados iso- y anteiso- del ácido graso pentadecanoico (C_{15}).</i>	102
Figura 28. <i>Perfiles de ácidos grasos obtenido por CG-EM mediante las sumatorias de los diferentes ácidos grasos contenidos en la Formación Pimienta en las muestras AME-13 y AME-25 y de la Formación Agua Nueva en las muestras 123 y 141.....</i>	104
Figura 29. <i>Diagrama de barras obtenido del análisis de alcoholes por CG-EM de la Formación Pimienta en las muestras AME-13 y AME-25.....</i>	107
Figura 30. <i>Diagrama de barras obtenido del análisis de alcoholes por CG-EM de la Formación Agua Nueva en las muestras 123 y 141.....</i>	107

Índice de Tablas

Tabla 1. <i>Ejemplos de biomarcadores.</i>	27
Tabla 2. <i>Muestras de la Formación Pimienta. Resultados del peso de cada muestra y la cantidad de disolvente a utilizar en la experimentación por cada una</i>	49
Tabla 3. <i>Muestras de la Formación Agua Nueva. Resultados del peso de cada muestra y la cantidad de disolvente a utilizar en la experimentación por cada una</i>	49
Tabla 4. <i>Muestras analizadas por CG-EM para cada formación</i>	60
Tabla 5. <i>Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de alcanos normales</i>	60
Tabla 6. <i>Valores obtenidos de IPC para ambas muestras de la Fm. Pimienta y Fm. Agua Nueva.</i>	68
Tabla 7. <i>Comparación entre los valores obtenidos de la suma de $n\text{-C}_{15}$, $n\text{-C}_{17}$ y $n\text{-C}_{19}$ en representación de ambientes acuáticos y $n\text{-C}_{27}$, $n\text{-C}_{29}$ y $n\text{-C}_{31}$ para ambientes terrestres, en las muestras de las Formaciones Pimienta y Agua Nueva y el valor de TAR</i>	69
Tabla 8. <i>Resultados de la proporción de Pr/Ph en las muestras de las formaciones Pimienta y Agua Nueva a partir de los resultados obtenidos de CG-MS</i>	71
Tabla 9. <i>Resultados de la proporción de Pr/C_{17} y Ph/C_{18} en las muestras de las formaciones Pimienta y Agua Nueva a partir de los resultados obtenidos de CG-MS</i>	72
Tabla 10. <i>Resultados obtenidos para alcanos ramificados en las muestras de las formaciones Pimienta y Agua Nueva a partir de los resultados obtenidos de CG-MS</i>	74
Tabla 11. <i>Resultados obtenidos para alquenos en las muestras de las formaciones Pimienta y Agua Nueva a partir de los resultados obtenidos por CG-MS de los extractos</i>	77
Tabla 12. <i>Resultados obtenidos para hopanos en la muestra 123 de la Formación Agua Nueva a partir de los resultados obtenidos por CG-MS de los extractos</i>	80
Tabla 13. <i>Resultados obtenidos en las proporciones de epímero R y S en hopanos para la muestra 123 de la Formación Agua Nueva a partir de los resultados obtenidos por CG-MS de su extracto.</i>	83
Tabla 14. <i>Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de esteroides</i>	84

Tabla 15. <i>Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de hidrocarburos aromáticos polinucleares.</i>	87
Tabla 16. <i>Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de hidrocarburos aromáticos polinucleares metilados.</i>	89
Tabla 17. <i>Resultados de la proporción de Σ HAP Me / Σ HAP en las muestras de las Formaciones Pimienta y Agua Nueva a partir de las sumatorias de los resultados de HAP y HAP Me obtenidos por CG-EM.</i>	92
Tabla 18. <i>Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de tiofenos</i>	93
Tabla 19. <i>Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de ácidos grasos saturados</i>	97
Tabla 20. <i>Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de ácidos grasos insaturados.</i>	100
Tabla 21. <i>Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de ácidos grasos ramificados terminales.</i>	101
Tabla 22. <i>Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de ácidos grasos ramificados de cadena media.</i>	103
Tabla 23. <i>Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de alcoholes</i>	105

Índice de Anexos

Anexo 1. Solventes utilizados durante todo el proceso en la Técnica de Extracción Secuencial Termorregulada.	129
Anexo 2. Resultados de los extractos por cada muestra y sus submuestras con los solventes. Formación Pimienta y Agua Nueva.	130

Abreviaturas y simbología utilizadas

ACL	Average Chain Length (Índice de Longitud Media de Cadena)
AcOEt	Acetato de Etilo
BDD	Benzo[a]dibenzotiofeno
C ₆ H ₁₄	Hexano
CDCl ₃	Cloroformo deuterado
CG-EM	Cromatografía de Gases acoplada a Espectrometría de Masas
CH ₂ Cl ₂	Diclorometano
CH ₃ OH	Metanol
CH ₄	Metano
CHCl ₃	Cloroformo
CHCl ₃	Cloroformo
CNH	Comisión Nacional de Hidrocarburos
CO ₂	Dióxido de carbono
CONAGUA	Comisión Nacional del Agua
COT	Carbono Orgánico Total
CPSC	Cuenca Parras - San Carlos
CTM	Cuenca Tampico-Misantla
CV	Cuenca de Veracruz
DBT	Dibenzotiofenos
DMDBT	Dimetildibenzotiofenos
DMSO-d ₆	Dimetilsulfóxido hexa-deuterado
EAO	Eventos Anóxicos Oceánicos
EE.UU.	Estados Unidos de América
Eh	Potencial redox
ERNO	Estación Regional del Noroeste
FID	Decaimiento por inducción libre
FVT	Faja Volcánica Transmexicana
HAP	Hidrocarburos aromáticos policíclicos
HAP Me	Hidrocarburos aromáticos policíclicos metilados
HPLC	High Performance Liquid Chromatography (Cromatografía Líquida de Alta Resolución)
ICP	Índice de Preferencia de Carbonos
IR	Espectroscopia infrarroja
J-K	Límite Jurásico – Cretácico
LOM	Laminated Organic - rich mudrocks
MDBT	Metildibenzotiofenos
MO	Materia Orgánica
MOS	Materia Orgánica Sedimentaria
pH	Potencial de Hidrógeno
Ph	Phitano (Fitano)
Pr	Pristano
RF	Transmisor de radiofrecuencias
RMN	Resonancia Magnética Nuclear
SGM	Servicio Geológico Mexicano
SRB	Bacterias sulfato reductoras
TAR	Terrigenous/Aquatic Ratio (Relación terrígena/acuática)
TF	Transformada de Fourier
TMS	Tetrametilsilano

UAEH	Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo
UNAM	Universidad Nacional Autónoma de México
UNISON	Universidad de Sonora

Resumen

El análisis de la Materia Orgánica (MO) en rocas sedimentarias es fundamental para comprender los procesos de acumulación y transformación de hidrocarburos. En este estudio se caracterizó la composición y abundancia de la materia orgánica en la Formación Pimienta (Jurásico Superior) en Ameca, Hidalgo, y la Formación Agua Nueva (Cretácico Superior) en Xilitla, San Luis Potosí, con el propósito de interpretar las condiciones paleoambientales en las que se originaron y su potencial como rocas generadoras.

Para ello, se empleó la Técnica de Extracción Secuencial Termorregulada, la cual permitió obtener fracciones de bitumen. Posteriormente, estas muestras fueron analizadas mediante Resonancia Magnética Nuclear (RMN) y Cromatografía de Gases acoplada a Espectrometría de Masas (CG-EM), con el fin de identificar biomarcadores que proporcionan información sobre la procedencia de la materia orgánica y los procesos geoquímicos asociados a su transformación.

Los resultados indican que ambas formaciones contienen calizas y lutitas bituminosas oscuras, lo que sugiere un alto contenido de materia orgánica de origen mixto, con contribuciones tanto marinas como terrestres. Se identificaron grupos funcionales y biomarcadores que evidencian actividad biológica en el ambiente deposicional, además, que confirman procesos de degradación de la materia orgánica bajo condiciones redox variables.

El análisis de los biomarcadores y la distribución de los compuestos orgánicos sugiere que la sedimentación ocurrió en un ambiente anóxico a disóxico, con periodos intermitentes de oxigenación, posiblemente relacionados con Eventos Anóxicos Oceánicos (EAO) y procesos tectónicos regionales. Estas fluctuaciones en las condiciones del fondo marino influyeron en la preservación de la materia orgánica y su potencial generación de hidrocarburos.

Esta investigación aporta nuevos datos sobre la evolución paleoambiental de estos depósitos y su relación con eventos geológicos de gran escala.

Palabras clave: Materia orgánica, biomarcadores, Formación Pimienta, Formación Agua Nueva, paleoambiente, hidrocarburos, resonancia magnética nuclear, espectrometría de masas, cromatografía de gases.

Abstract

The analysis of organic matter in sedimentary rocks is essential for understanding hydrocarbon accumulation and transformation processes. This study characterizes the composition and abundance of organic matter in the Pimienta Formation (Upper Jurassic) in Ameca, Hidalgo, and the Agua Nueva Formation (Upper Cretaceous) in Xilitla, San Luis Potosí, aiming to interpret the paleoenvironmental conditions in which they originated and their potential as source rocks.

A Thermoregulated Sequential Extraction Technique was employed to obtain bitumen fractions. These samples were subsequently analyzed using Nuclear Magnetic Resonance (NMR) and Gas Chromatography–Mass Spectrometry (GC-MS) to identify biomarkers that provide insights into the origin of the organic matter and the geochemical processes involved in its transformation.

The results indicate that both formations contain dark bituminous limestones and shales, suggesting a high content of mixed-origin organic matter with both marine and terrestrial inputs. Functional groups and biomarkers were identified, evidencing biological activity in the depositional environment and confirming organic matter degradation under variable redox conditions.

Biomarker analysis and the distribution of organic compounds suggest sedimentation occurred in an anoxic to dysoxic environment, with intermittent periods of oxygenation, possibly related to Oceanic Anoxic Events (OAEs) and regional tectonic processes. These fluctuations in seafloor conditions influenced the preservation of organic matter and its hydrocarbon generation potential.

This research provides new data on the paleoenvironmental evolution of these deposits and their relationship with large-scale geological events.

Keywords: Organic matter, biomarkers, Pimienta Formation, Agua Nueva Formation, paleoenvironment, hydrocarbons, nuclear magnetic resonance, mass spectrometry, gas chromatography.

Capítulo 1. Generalidades

1.1 Introducción

El estudio de la materia orgánica en rocas sedimentarias es fundamental para comprender los procesos geológicos que influyen en la generación y acumulación de hidrocarburos. En este contexto, las formaciones Pimienta (Jurásico Superior) y Agua Nueva (Cretácico Superior) representan unidades litoestratigráficas de gran interés debido a su potencial petrolero por las condiciones paleoambientales en las que se originaron. Este estudio contribuye al conocimiento sobre la geología del subsuelo en México, y también ofrece información relevante para futuras investigaciones sobre la evolución paleoambiental de estos depósitos.

El estudio de estos procesos es relevante porque permite comprender el impacto de la materia orgánica en la columna de agua y el equilibrio ecológico de los ecosistemas acuáticos del pasado. Además, el aporte de material alóctono a través de la meteorización y erosión también influye en la dinámica de los sedimentos, modificando la composición química y biológica del fondo marino. La descomposición de materia orgánica en los ecosistemas acuáticos es un proceso clave en el ciclo biogeoquímico del carbono y en la dinámica de los sedimentos.

El análisis de la materia orgánica en estas formaciones permite identificar biomarcadores clave para reconstruir los ambientes deposicionales y evaluar su evolución a lo largo del tiempo. Para ello, en este estudio se emplea la Técnica de Extracción Secuencial Termorregulada, combinada con análisis avanzados como la Resonancia Magnética Nuclear (RMN) y la Cromatografía de Gases acoplada a Espectrometría de Masas (CG-EM).

El documento se estructura de la siguiente manera: en el primer capítulo, se presenta la justificación del estudio, los objetivos y la hipótesis; en el segundo capítulo, se revisa la literatura existente sobre los procesos de descomposición y sedimentación de la materia orgánica; en el tercer capítulo, se describe la metodología empleada en el estudio; en el cuarto capítulo, se presentan los resultados obtenidos y su análisis; y, finalmente, en el quinto capítulo, se exponen las conclusiones y recomendaciones derivadas del estudio.

1.2 Justificación

La reconstrucción paleo-ambiental es considerada como parte de los estudios geológicos para reconocer las condiciones del medio que influyeron en la distribución de organismos y que ahora son de interés científico y económico. En México, el estudio relacionado con la reconstrucción en zonas específicas latentes es de especial importancia, ya que constituye un beneficio en el ámbito de los hidrocarburos.

La investigación continua para la identificación, ubicación y explotación de hidrocarburos genera una mayor demanda de los estudios geológicos en terrenos no explorados o relacionados con las zonas ya explotadas. De esta manera, el desarrollo de la geoquímica ha permitido la valoración de zonas a partir de la extracción e identificación de Biomarcadores Moleculares Fósiles contenidos en rocas. Estos estudios han proporcionado datos clave para conocer las características de la generación, deposición, y traslado de la materia orgánica a través del tiempo geológico, además, permiten conocer en mayor medida el comportamiento de diversas variables y apreciar las relaciones que permitieron las condiciones paleoambientales para su preservación, dando paso a la generación de hidrocarburos.

La importancia de esta investigación radica en identificar los biomarcadores existentes en las rocas y de esta manera inferir las características paleoambientales propias de las zonas de estudio y su relación con otros cuerpos de roca adyacentes. Las unidades de investigación obtendrán beneficio al explorar los resultados obtenidos de esta unidad de roca no analizada aún con esta perspectiva, para poder apreciar las condiciones paleoambientales resultantes y vincularlo a posteriores investigaciones o incluso poder entender las condiciones actuales en zonas específicas del territorio mexicano.

Este proyecto ayuda a mejorar la calidad de la obtención y análisis de los biomarcadores en México, además de contribuir a la definición de nuevos conceptos y permitir determinar la relación entre distintas variables ambientales, que pueden modificar el contenido de la materia orgánica en las rocas actuales y sugerir una forma adecuada del estudio de estos componentes. Se trata de un estudio a través de la geoquímica orgánica, específicamente aplicando la técnica de “Extracción Secuencial Termorregulada” (Flores Castro et al., 2011), para la obtención de bitumen de las rocas de las formaciones Agua Nueva y Pimienta.

La investigación realizada en este trabajo respecto a la Fm. Agua Nueva va a complementar todos los estudios realizados con anterioridad por diversos autores como Blanco Piñón et al., (2005), Blanco Piñón A. et al., (2008), Rojas León, et al., (2008), Blanco Piñón A. et al., (2011), Delgado Ángeles, (2011), Santana Salas, (2012), Blanco Piñón A. et al., (2014), Cacho Alfaro, (2016) y Núñez Useche et al., (2016), en el que se caracterizará la materia orgánica contenida en esta formación.

En consideración con la Formación Pimienta, esta publicación continúa con las técnicas de identificación de la materia orgánica de la zona de Ameca en su artículo publicado “Environmental controls on the microfacies distribution and spectral gamma ray response of the Pimienta Formation in central-eastern Mexico” de Martínez Yañez et al. (2023).

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Determinar la composición y abundancia de la materia orgánica contenida en rocas de la Formación Pimienta del Jurásico Superior de la zona de Ameca, Hidalgo y de rocas de la Formación Agua Nueva del Cretácico Superior ubicada en Xilitla, San Luis Potosí, mediante la obtención del bitumen a través de la Técnica de Extracción Secuencial Termorregulada para la obtención e identificación de biomarcadores (fósiles moleculares), mediante análisis por Resonancia Magnética Nuclear (RMN) y Cromatografía de Gases acoplado a Espectrometría de Masas (CG-EM), enfocados a la interpretación de las condiciones paleoambientales durante el origen y la deposición de materia orgánica.

1.3.2 Objetivos específicos

- Aplicar el método de Extracción Secuencial Termorregulada a muestras de las Formaciones Pimienta y Agua Nueva.
- Determinar la cantidad de bitumen contenido en las muestras de la Fm. Pimienta y Agua Nueva.
- Analizar los datos obtenidos mediante técnicas analíticas de RMN y CG-EM del bitumen contenido en las muestras.

- Identificar e interpretar los biomarcadores de importancia presentes en las muestras.
- Inferir las condiciones paleoambientales en la Fm. Pimienta y Agua Nueva, durante su origen y deposición de la MOs, con fundamento en material bibliográfico.

1.4 Hipótesis

Los afloramientos de la Formación Pimienta en Ameca, Hidalgo y de la Formación Agua Nueva en Xilitla, San Luis Potosí, se componen de calizas y lutitas bituminosas de color oscuro, lo que sugiere que son ricas en materia orgánica. El ambiente de sedimentación de las zonas es desde anóxico a disódico, con periodos de buena oxigenación sedimentada durante el periodo de formación de la Cuenca Tampico-Misantla (CTM) en concordancia con Eventos Anódicos Oceánicos y eventos tectónicos (Rojas León et al., 2008).

Los datos litológicos, paleontológicos y de microfacies estudiados previamente indican que los sedimentos se acumularon en entornos de plataformas marinas abiertas a semirrestringidas, en condiciones de baja energía (Blanco Piñón A. et al., 2014; Cacho Alfaro, 2016). La laminación primaria, la presencia de pedernal, bentonita y pirita, además del excelente grado de conservación material fósil encontrado en estos sedimentos, sugieren la buena conservación y acumulación de materia orgánica (Núñez Useche, 2016). Con esta información podemos plantear la siguiente hipótesis de trabajo:

Si las condiciones físicas y químicas permitieron la acumulación de Materia Orgánica Sedimentaria (MOS) en rocas de ambientes marinos para las formaciones Pimienta y Agua Nueva, entonces será posible la identificación de biomarcadores específicos para la interpretación paleoambiental y, así; detectar la influencia de ambas formaciones dentro de la Cuenca Tampico-Misantla.

Capítulo 2. Antecedentes

2.1 Formación Pimienta (Jurásico Superior)

El estudio de la etapa Jurásica y su diferenciación con el Cretácico en México ha representado un reto para su identificación a lo largo del tiempo; sin embargo, hoy en día, los avances en su distinción han permitido el reconocimiento de zonas específicas desde el punto de vista económico y científico.

En el caso de la formación Pimienta, su identificación permitió marcar el fin de la etapa jurásica en México. Una de las primeras publicaciones donde se valida la presencia oficial de esta formación, la realiza Heim en 1926, en su estudio “Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México)”, siendo uno de los pioneros para su nombramiento por la comunidad de “La Pimienta”. En este trabajo, en donde se le identifica y describe como parte del paquete de rocas de la zona de Tamazunchale en Hidalgo. Se expone principalmente como roca caliza con material fósil ausente o no reconocible, otorgándole una edad Portlandiana (Tithoniana).

Sin embargo, la continuidad de los estudios permitió la identificación de material fósil índice para ciertas zonas donde la Formación Pimienta aflora o donde es descubierta en profundidad. Parga Macías (1967) refiere a dos especies de fósiles índice de calpionélidos *Nannoconus bronnimanni* Trejo 1959 y *Calpionella alpina* Lorenz, 1902, propios de esta formación en la zona de Poza Rica. Por otra parte, Cantú Chapa (1976) describe material fosilífero de amonites encontrado en profundidad en una de las zonas de estudio del Distrito Petrolero Cerro Azul en Veracruz, permitiendo distinguir especies de *Salinites* (*S. grossicostatum* y *S. inflatum*), *Proniceras* (*P. victoris*, *P. subpronum*, *P. torresense*), *Durangites aff. vulgaris*, *Corongoceras aff. mendozanum* y *Haploceras veracruzianum* relacionados con el Tithoniano.

La presencia de material fósil en distintas zonas del territorio, permite hacer inferencias de la lateralidad de los sedimentos durante la etapa de regresión marina, lo que permite las primeras correlaciones de facies sedimentarias durante la etapa Jurásica. La consolidación de sedimentos define a las formaciones La Casita, en la parte noreste de México, y Pimienta en la zona este, que corresponden a la misma edad de depósito (Echánove Echánove, 1986).

Otra de las primeras aproximaciones para la descripción de la Formación Pimienta es la propuesta por el Geólogo Max Suter, en su publicación “Tectonics of the external part of the Sierra

Madre Oriental foreland thrust-and-fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and the San Luis Potosí States)” en el año de 1980. En este trabajo la descripción de la Formación Pimienta se hace en función de las características litológicas, permitiendo determinar que ésta es propia de un ambiente de depósito pelágico. Para 1990, el mismo autor desarrolla a detalle las características estratigráficas, fisiográficas y tectónicas de la porción correspondiente a la actual hoja Tamazunchale 14Q - e(5). En esta publicación a cargo del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) se describen de manera precisa los paquetes de roca que conforman la zona, desde la Formación Huiznopala hasta el sistema cuaternario, incluyendo a las Formaciones Pimienta y Agua Nueva. En su publicación, el autor ubica a la Formación Pimienta sobre el flanco oriental del Sinclinal de Xilitla-Chapulhuacán. A lo largo de la zona de estudio, la formación se presenta concordantemente con los estratos suprayacentes y sobreyacentes, además, de acuerdo al contenido fósil, la Formación Pimienta se asegura con una edad Berriasiana-Tithoniana, distinguiéndose de las demás por su menor competencia morfológica.

Para años posteriores a los estudios de la Formación Pimienta, varios autores como Ochoa Camarillo *et al.* en 1998 hasta estudios de Martínez Yañez, en el año 2021, ya incluyen datos como su descripción litológica, grosor y concordancia con otras formaciones cerca de la etapa Titoniana en el Centro-Este de México, como parte de la estratigrafía de zonas específicas para el estudio de hidrocarburos o de evolución tectónica, especialmente referido a la formación del Golfo de México.

2.2 Formación Agua Nueva (Cretácico Superior)

La formación Agua Nueva ha sido muy estudiada desde el punto de vista geológico, dichos estudios se enfocan de manera puntual en la estratigrafía, la geología estructural, y la paleontología.

Uno de los primeros trabajos fue realizado por Maldonado Koerdell (1956), quien confirma la existencia de una fauna fósil bien preservada en esta formación, de manera puntual la presencia de *Inoceramus labiatus* (Mytyloides) que indica una edad Turoniano Temprano. Gamper (1977) describió al anticlinorio Huizachal-Peregrina estratigráficamente utilizando láminas delgadas y

concluyó que hubo una transgresión de los mares desde finales del Jurásico hasta principios del Cretácico.

Respecto a la Fm. Agua Nueva, se determinó que la zona de estudio tiene una edad Turoniano-Santoniano, dato fundamentado en la observación y descripción de fósiles encontrados en láminas delgadas, concordando en una parte con Maldonado Koerdell (1956). Delgado Ángeles (2011) confirmó la presencia de foraminíferos planctónicos (*Rotalipora cushmani*), confirmando que el depósito se originó durante el Cenomaniano Tardío, finalizando en el Turoniano Temprano. Esto coincide con Blanco Piñón et al. (2014), Cacho Alfaro (2016) y Núñez Useche et al. (2016). El último trabajo (Núñez Useche, 2016) confirma definitivamente la edad de esta formación, con el uso de la geocronología U-Pb y de datos de isótopos de carbono.

Blanco Piñón et al. (2005) revela que las condiciones del mar donde tuvo génesis dicha formación eran relativamente cálidas y tranquilas; esto fue determinado mediante el hallazgo de las vértebras de un tiburón lamniforme del Cretácico tardío, reportando por primera vez en México la existencia de uno. Santana Salas (2012), con estudios bioestratigráficos (análisis de microfacies a través de láminas delgadas), concluye que el depósito efectivamente ocurrió en una cuenca profunda y tranquila. Finalmente, este punto es complementado por Cacho Alfaro (2016) con los análisis de microfacies que indican un ambiente de depósito de rampa carbonatada externa de ambiente profundo.

2.3 Geoquímica orgánica

Gran parte de las investigaciones químicas en rocas, están referidas a su significado tectónico y apoyados en estudios de química inorgánica, que permite determinar una gran cantidad de condicionantes en un ambiente de depósito sedimentario, como la intensidad de aportes terrígenos, aportes detríticos, productividad, condiciones abióticas, meteorización, entre otros (Spalletti et al., 2014). Para el caso de la química orgánica, su estudio permite la identificación de componentes orgánicos en las rocas, con la finalidad de comprender la composición, el origen, los mecanismos de formación, modos de deposición y distribución, así como sus asociaciones con otros componentes minerales (Durand, 2003).

El estudio de la química en general ha ayudado a descubrir cómo interactúa la materia entre sí, permitiendo conocer nuevas características y aplicaciones en distintas ciencias. En sus inicios, para el siglo XIX, Marcellin Berthelot (1866) y Dmitri Mendeleev (1878), desarrollaron teorías de la formación del petróleo basándose en un origen inorgánico. Para finales del siglo, un posible origen orgánico se hace presente en la teoría del geólogo sueco A. Jaccard, quien compartía una idea similar con el geólogo canadiense T. S. Hunt (1863), decretando la formación del petróleo a partir del material residual de organismos como plantas y animales, siguiendo un mecanismo progresivo de transformación de la materia orgánica residual durante su enterramiento. En 1924, el geólogo ruso V.I. Verdnasky conduce, desde un punto de vista distinto, el origen del petróleo incluyendo los ciclos geoquímicos y sus interacciones con la biosfera y la geosfera. Esto le permite la publicación del, ahora considerado, uno de los primeros tratados de Geoquímica Orgánica (Durand, 2003).

Para la década de 1930, la idea de que el petróleo se origina en sedimentos que contenían materia orgánica estaba bien establecida entre los geólogos petroleros norteamericanos (Durand, 2003).

La identificación de moléculas fue en crecimiento debido al avance en el uso de las técnicas analíticas. A partir de 1960 el descubrimiento de una gran cantidad de información se hizo presente, gracias al desarrollo de la cromatografía de gases y la espectrometría de masas, y, más tarde, en 1970, con el acoplamiento de ambas técnicas. Entonces, se lograron enormes avances en la separación e identificación de moléculas. Aunado a este avance se desarrollaron rigurosos métodos. En la parte occidental, Philippi (1965), Louis y Tissot (1967) y Albrecht y Ourisson (1969) fueron pioneros en la utilización de disolventes orgánicos (cloroformo, metanol y benceno) para la extracción de materia orgánica en series de muestras de rocas sedimentarias. La fracción extraída se denominó “extracto soluble” o “bitumen”. Este proceso dejó una fracción insoluble, cuantitativamente mayor, que fue denominada, por Hunt y Forsman en el año de 1958, con el nombre de querógeno (también se puede encontrar en la literatura como kerógeno). Estos avances permitieron formalmente la identificación de moléculas de sedimentos y aceites con un origen biológico, y entonces se les denominó oficialmente como “Fósiles bioquímicos” o “Biomarcadores”. Paralelamente se crearon modelos matemáticos que permitían entender su producción (Durand, 2003).

Por ello, la Geoquímica Orgánica es una ciencia relativamente nueva, ligada en un principio al descubrimiento de nuevos reservorios petroleros. Esta disciplina permitió el desarrollo de teorías alrededor de la formación del petróleo, permitiendo la adquisición de nuevos conocimientos en función de las características de las rocas y de los componentes que se preservaban. Su estudio permitió reconocer que una cantidad diminuta de componentes orgánicos (remanentes del contenido de carbono presentes en el organismo) están vigentes en rocas y, en conjunto con los sedimentos, permiten su preservación ante los fenómenos dinámicos terrestres. Desde un punto de vista más amplio se convirtió en una disciplina en la que se toman en cuenta las interacciones químicas de la biosfera, incluyendo los organismos vivos y los productos después de su muerte, junto con la geosfera.

Para este momento existen áreas que permiten revisar los registros fósiles moleculares de manera más especializada desde distintas áreas, como la palinología, la petrología orgánica, sedimentología orgánica, biogeoquímica y geoquímica organo-mineral, por mencionar algunas aplicaciones (Durand, 2003).

En México, numerosos son los autores e instituciones que recurren a la geoquímica orgánica con la finalidad de obtener más información de las zonas de interés. Por una parte, se realizan estudios que van desde la extracción del material insoluble para evaluaciones de potenciales generadores, para procesos de pirólisis y obtención del carbono orgánico total, entre otros procesos. Por otra parte, se estudia la extracción del material soluble en rocas consolidadas, y con ello, se hace la identificación de los biomarcadores moleculares, mediante el uso de técnicas analíticas. Estos enfoques se han implementado en su mayoría como trabajos de investigación para formar parte de una nueva proyección en el análisis de muestras de rocas que permiten obtener una visión distinta de los afloramientos, obteniendo datos químicos precisos que permiten inferir condiciones paleoambientales.

Además de permitir el desarrollo y conjunción de distintas áreas científicas para mejores resultados, en el campo de la obtención de bitumen, siguiendo con el proceso de Extracción Secuencial Termorregulada (Flores Castro et al. 2011) se han realizado numerosos estudios. Estas investigaciones comprueban la eficacia del método a través de un análisis correcto de los componentes de las rocas y una correcta interpretación de los resultados, por ejemplo:

- En el municipio de Molango, Hidalgo, en muestras jurásicas, se logró establecer un ambiente sedimentario marino-marginal y la descripción completa de las condiciones paleoambientales durante el depósito de la materia orgánica y su correlación con la actual actividad económica en la zona (Hernández Hernández, 2008).
- En el afloramiento Aztlán, municipio de Huehuetla, Hidalgo, la interpretación de la Materia Orgánica Sedimentaria expuso datos de un ambiente transicional y marino, que fue corroborada por la presencia de fósiles propios de condiciones óxicas y anóxicas de aguas hipersalinas (Badillo Cadena, 2014).
- Para ejemplares de madera fósil de coníferas del género *Agathoxylon* (*Araucariaceae*) en la Formación San Carlos, se hizo evidente la presencia de compuestos que permitieron una reconstrucción hipotética de un ambiente paratropical a tropical, en el ahora desierto chihuahuense (Méndez Díaz, 2018).

Capítulo 3. Marco Teórico

3.1 Geoquímica

En 1838 el químico alemán-suizo Christian Friedrich Schönbein utilizó por primera vez el término geoquímica, esta se encuentra en el campo de las Geociencias y engloba a la geología y a la química. En ella se emplea la química para resolver problemas geológicos, básicamente para entender el funcionamiento de la Tierra.

Algunas aplicaciones que tiene la geoquímica son: cuantificar la escala del tiempo geológico, las profundidades y las temperaturas de las cámaras magmáticas. Del mismo modo, las herramientas geoquímicas permiten determinar el salto vertical de fallas antiguas, obtener información de los ascensos de los cinturones montañosos, estudiar los recursos no renovables, como menas metálicas e hidrocarburos como el petróleo, localizando nuevas reservas para aumentar la cantidad de estos recursos. La geoquímica se encuentra ligada al corazón de la ciencia medioambiental, así como de las preocupaciones que nos aquejan. Gracias a ella estamos aprendiendo cuándo y cómo se formó la corteza terrestre, cuando la época era glacial o de sequía y las causas (White, 2013).

En este sentido, la geoquímica estudia fundamentalmente de qué está compuesto y cómo funciona nuestro planeta. Las dos ramas más representativas son la geoquímica orgánica e inorgánica, aunque también se puede dividir en geoquímica de suelos, rocas, gases, agua, vegetación y de sedimentos de arroyo, entre otros (SGM, 2016).

Dos ejemplos de aplicación de la geoquímica, de acuerdo con la información en la página oficial de la Estación Regional del Noroeste (ERNO) 2023, perteneciente al Instituto de Geología de la UNAM. Una es la línea de investigación que desarrolla el Dr. Martín Valencia Moreno, que está enfocada en resolver preguntas relacionadas con los yacimientos minerales, analizar la naturaleza de la fuente de los magmas y de los metales, así como observar variaciones regionales en el basamento, siendo este un claro ejemplo de la aplicación de la geoquímica inorgánica. Por otro lado, el Dr. Madhavaraju Jayagopal se enfoca en resolver problemas relacionados con rocas sedimentarias, con el fin de establecer una cronoestratigrafía de las rocas e identificar la posible área fuente de los depósitos.

3.2 Geoquímica Orgánica

La geoquímica orgánica se encarga de estudiar la materia orgánica mediante las rocas y/o formaciones geológicas presentes en ellas, como aceites, agua, carbones y sedimentos, para definir mediante el uso de biomarcadores distintos ambientes en los que se ha depositado hasta su transformación a hidrocarburos mediante la termoquímica (Philp, 1985). La geoquímica orgánica tuvo su comienzo simultáneamente con la geología del petróleo, en la segunda mitad del siglo XX. Las rocas generadoras del petróleo contienen gran porcentaje de materia orgánica sedimentaria, lo que resalta la importancia de la geoquímica orgánica en el estudio de los orígenes del petróleo (Quijano y Castro, 2015).

En 1936, Treibs realiza una investigación en la que identificaba que las alquil-metaloporfirinas tenían una estrecha relación con la clorofila en los crudos del petróleo. Este autor evidenciaba de manera convincente que algunos constituyentes del petróleo son de origen biológico, al demostrar rotundamente que las porfirinas se originan de la degradación de la clorofila. Es así como se pudo ligar el registro sedimentario antiguo con la presencia de fósiles bioquímicos en la materia orgánica de los organismos (McSween *et al.*, , 2003).

La geoquímica orgánica moderna, según Albaigés y Grimalt (1987) ayuda a comprender:

- La naturaleza de los aportes orgánicos a los sedimentos.
- Las características de los ambientes deposicionales.
- El grado de maduración térmica.

La importancia de la geoquímica orgánica en la exploración del petróleo fue aceptada para evaluar el potencial generador de petróleo de una cuenca. Algunos estudios de esta disciplina se centran en el análisis de biomarcadores (fósiles moleculares) para interpretar el paleoambiente en que se depositó la materia orgánica (Tomas y Acuña, 2020).

3.3 Ambientes Sedimentarios

Un ambiente sedimentario se define como un lugar en la superficie terrestre en que un, conjunto de procesos físicos (velocidad, dirección y variaciones en el movimiento del flujo de sedimentos, corrientes de agua, oleaje, mareas, vientos, parámetros geográficos y climáticos),

biológicos (tipo de flora y fauna, formación del suelo y erosión) y químicos (condiciones de Ph y Eh del medio, la geoquímica de la roca madre y la interacción química entre el sedimento y el ambiente) afectan la sedimentación (UNISON, 2021).

Los geólogos pueden inferir la historia de una roca, obteniendo información sobre el origen de los clastos, el tipo y la duración del transporte, y la naturaleza del lugar donde los granos se depositaron finalmente; es decir, el ambiente deposicional. Este no es nada más que el punto geográfico donde se acumulan sedimentos, estos pueden ser alóctonos (que son transportados de otro lugar) y otros pueden ser autóctonos (que se forman en el mismo lugar de depósito), en general cada sitio se caracteriza por una combinación particular de procesos geológicos y condiciones ambientales. La aplicación de conocimientos actuales, permite reconstruir los ambientes antiguos y las relaciones geográficas de un área en que se depositó una capa sedimentaria, aplicando el principio fundamental de la geología moderna “el presente es la clave del pasado” (Tarbuck y Lutgens, 2005, Caballero Miranda, 2022).

Existen tres categorías de ambientes sedimentarios:

- **Continetales.** Estos ambientes son dominados por la erosión y la deposición asociadas a corrientes, recibe una fuerte influencia del clima, agentes fluviales, eólicos y glaciares. Se forman dentro de la superficie terrestre dentro de los continentes; algunos ejemplos son: glaciares, pantanosos, lacustres, fluvio-aluviales y desérticos principalmente.
- **Marinos.** Estos ambientes se clasifican en base a su profundidad. Por un lado, el marino somero con profundidades no mayores a 200 m, rodea a todos los continentes del mundo, su extensión es muy variada puesto que puede ser prácticamente inexistente y puede llegar a alcanzar hasta 1500 km; diferentes factores regulan su depósito y recibe grandes aportaciones de sedimentos, derivados de la tierra emergida. Por otro lado, tenemos el ambiente marino profundo, con profundidades mayores a 200 metros, su característica es que se encuentra más allá de la plataforma continental, es decir, mar adentro; de esta manera su génesis tiene un largo periodo para que se lleve a cabo, debido a que las partículas que forman el depósito recorren kilómetros, hasta caer en el fondo marino y comenzar la sedimentación.
- **De transición.** Estos ambientes se forman en la línea costera, destacan los depósitos de arena y grava denominados playas, que se forman a lo largo de llanuras mareales. Los

deltas son los ambientes de transición más importantes, pues las acumulaciones de sedimentos se forman hacia el mar y los ríos experimentan una pérdida abrupta de velocidad y, en consecuencia, depositan su carga de derrubios detríticos.

3.4 Rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias se forman por la meteorización mecánica y química asociada a los efectos de la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera sobre la litosfera, principalmente ocurren por la acción del agua o aire. Esta meteorización forma sedimentos de diferentes tamaños de grano, sufriendo la cemento-compactación o diagénesis, en los que el sedimento se convierte en roca sedimentaria.

La sedimentología es la ciencia que se encarga específicamente del estudio de los procesos de formación, transporte y depósito del material que es acumulado como sedimento, en ambientes tanto marinos como continentales, y que con el paso del tiempo se convierten en rocas sedimentarias. Los sedimentos que conforman la naturaleza de este tipo de rocas son de tamaños muy variados en origen, tamaño, forma y composición, lo que produce una facie sedimentaria. Las facies sedimentarias son un conjunto de rocas que tienen características determinadas, que ayudan a elucidar las condiciones de formación del depósito. Para describir la facie en la que tuvo lugar el depósito de unos sedimentos y conocer el origen de ellos es necesario documentar todas las características litológicas, texturales, las estructuras sedimentarias y el contenido fósil, todo ello necesario para determinar el ambiente de formación. Con toda esta investigación se logrará establecer firmemente el vínculo que existe entre las asociaciones de facies y los entornos de depósito (Nichols, 2009).

Los sedimentos se forman gracias a la meteorización de las rocas, a causa de los procesos internos y externos, endógenos y exógenos, que afectan a rocas preexistentes con ayuda de agentes erosionantes depositándolos en un lugar diferente. Durante el transporte, los sedimentos también pueden interactuar con organismos vegetales y animales que en ocasiones se adhieren a estas rocas. Los sedimentos que van quedando al fondo se compactan con la materia mineral alojada en los espacios que quedan entre las partículas, de esta manera se logra obtener una roca sólida, a este

proceso se le denomina diagénesis; la traducción de la misma significa cambio de origen o nueva formación. Las rocas sedimentarias pueden existir como tal hasta una profundidad de 10 000 m. Se presentan estratificadas y en algunos casos pueden contener fósiles animales o vegetales (Pasotti, 2011; Tarbuck y Lutgens, 2005).

Los procesos sedimentarios forman parte del ciclo de las rocas, algunos de estos ocurren en la superficie terrestre, como el intemperismo (descomposición y desgaste de la roca), la erosión (disgregación y desgaste de las rocas), el transporte (movimiento de las partículas) y el depósito (asentamiento de las partículas en movimiento). Cuando ocurre el proceso de diagénesis, éste conlleva la acumulación y la litificación (cemento-compactación, que es el proceso en el que se convierten los materiales depositados en una roca consolidada), causando la formación de diferentes capas debido a eventos sucesivos de depósito; (Caballero Miranda, 2012).

Existen diferentes métodos de clasificación de las rocas sedimentarias, las principales clasificaciones según Tarbuck y Lutgens, (2005) y Nichols, (2009) son:

- **Detríticas**, en las que los sedimentos son transportados en forma de clastos sólidos causando la acumulación de ellos, en estas encontramos a las lutitas, areniscas, conglomerados y brechas.
- **Químicas**, que son consolidadas a causa del material soluble producido por la precipitación de sedimentos, es decir, son formadas debido a la deposición de sustancias disueltas, en estas encontramos a la caliza, dolomía, rocas silíceas (sílex), evaporitas y carbón.
- **Orgánicas u organogénicas** (biológicas o biogénicas) son aquellas rocas que han sido formadas por restos de seres vivos y se distinguen dos tipos según su material:
 - Formadas por procesos de biomineralización: compuestas por los esqueletos de seres vivos.
 - Rocas orgánicas: formada a partir de partes orgánicas (material celular procedente de seres vivos).

En general en la Figura 1, podemos observar en resumen el proceso de sedimentación, así como los tipos de roca que pueden ser obtenidas de acuerdo con las alteraciones.

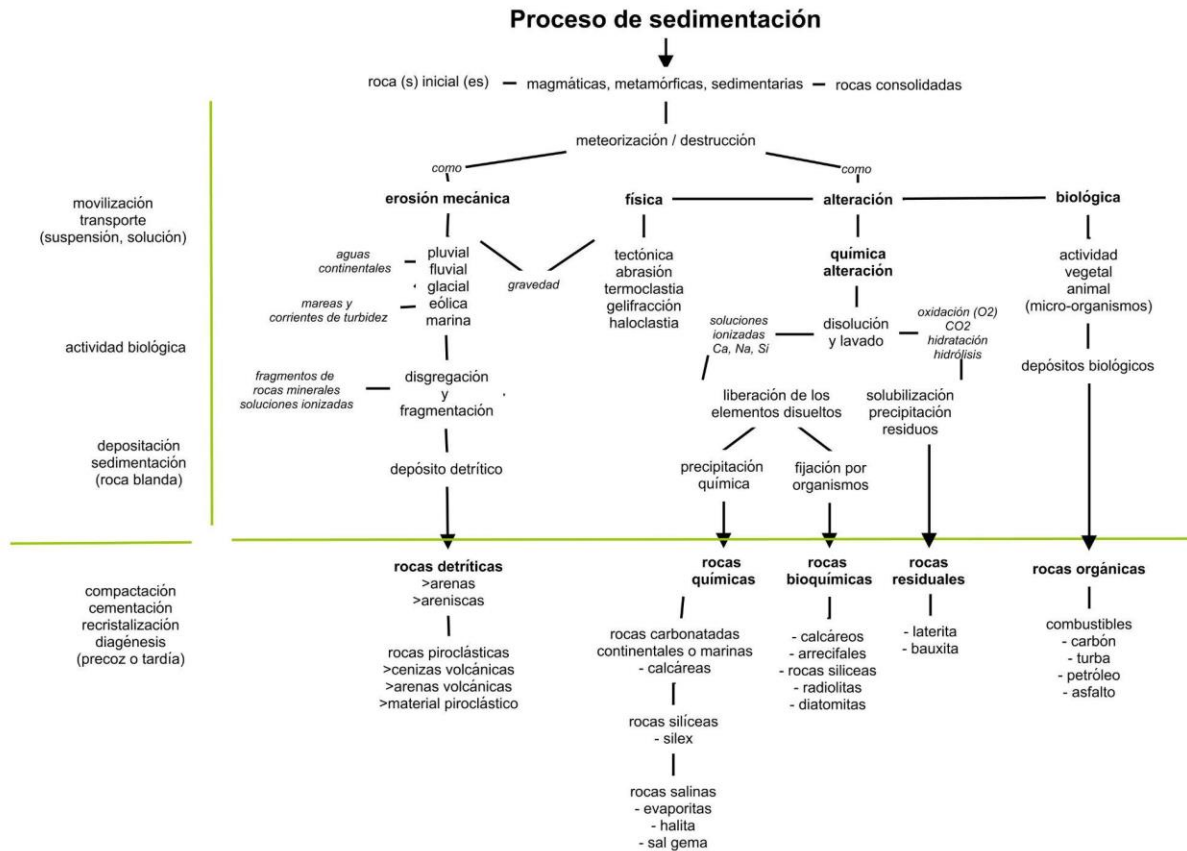


Figura 1. Representación del proceso de sedimentación. Tomado de Ruíz, 2013.

Las rocas sedimentarias contienen en su interior indicaciones de ambientes pasados en los que se depositaron partículas y, en algunos casos, pistas de los mecanismos que intervinieron en su transporte. Estas rocas son las que llegan a contener fósiles, herramientas vitales para el estudio del pasado geológico. Por lo tanto, estas rocas proporcionan a los geólogos mucha de la información básica que necesitan para reconstruir los detalles de la historia de la Tierra y para encontrar recursos como el petróleo y gas natural (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Las rocas sedimentarias poseen escasa cantidad de materia orgánica, en promedio contienen el 1.5%, aunque algunas rocas contienen cantidades mayores. Tal es el caso de las lutitas negras o las fangolitas bituminosas en las que la concentración oscila entre el 3 y el 10%. En las lutitas petrolíferas la materia orgánica puede superar el 25%, mientras que en los carbones es mayor al 70%. Las rocas ricas en materia orgánica son muy escasas, pues constituyen menos del 1% del volumen total de sedimentos (Spalletti, 2009).

3.5 Hidrocarburos

Los hidrocarburos son moléculas de origen orgánico y que se forman en una roca madre (Macellari, 2021), están constituidos principalmente por dos elementos químicos, carbono (C) e hidrógeno(H), aunque también contienen azufre (S) y nitrógeno (N). Dada la unión de los primeros dos elementos tenemos la formación de la palabra hidrocarburos (Herrera Herbert, 2020), éstos son el resultado de la transformación por el aumento de presión y temperatura de cierto tipo de materia orgánica alojada en los sedimentos. Estas moléculas se forman en un sedimento de grano fino (roca madre) pero son extraídos de otros (típicamente areniscas y carbonatos) a los que migran (rocas reservorio) y en los que quedan atrapados (Spalletti, 2009).

Los principales combustibles fósiles que encontramos en nuestro entorno y sirven para satisfacer diversas necesidades humanas son el carbón, el petróleo y el gas natural, de ellos deriva gran parte de nuestra moderna economía industrial. El petróleo y el gas natural se encuentran en entornos similares y normalmente aparecen juntos, ya que son productos biológicos derivados de los restos de organismos; sin embargo, los ambientes en los que se formaron, así como los organismos de los que derivan, son muy diferentes. En general los hidrocarburos se acumulan bajo tierra en cantidades significativas económicamente a través de una trampa petrolífera en un ambiente geológico determinado, que permite las condiciones para que se puedan formar. Las diversas estructuras geológicas pueden actuar como trampas de petróleo, pero todas tienen en común dos condiciones básicas: i) una roca almacén (permeable y porosa) que suministrará petróleo y gas natural en cantidades suficientes para hacer rentable la perforación; y ii) una roca de tapa impermeable, como las lutitas, que son prácticamente impermeables al petróleo y al gas. La roca de tapa interrumpe el sentido ascendente del petróleo y el gas, e impide que escapen a la superficie. La perforación no es la única manera mediante la cual el petróleo y el gas pueden escapar de una trampa, éstas también pueden romperse por esfuerzos naturales. En consecuencia, cuanto más antiguos sean los estratos, mayor será la probabilidad de que una tapadera se vea afectada por la deformación o la erosión (Tarbuck y Lutgens, 2005).

La roca que genera los hidrocarburos debe ser enterrada a una profundidad suficiente (más de 1000 m) para que la materia orgánica contenida pueda madurar hasta convertirse en aceite y/o gas, dependiendo totalmente de su naturaleza de formación. Es imprescindible que la roca generadora se encuentre dentro de una Cuenca Sedimentaria que sufra procesos de subsidencia

(hundimiento por su propio peso) y enterramiento, con un aporte suficiente de sedimentos y material orgánico que se descomponga para la generación de combustibles. Por ello, las medidas mencionadas con anterioridad limitan el número de cuencas en el mundo que tienen interés petrolero, representando el 50% de las existentes (Fac. Ingeniería. UNAM, 2014). El petróleo es una mezcla homogénea y compleja de moléculas orgánicas entre los que podemos encontrar a los alcanos, alquenos, cicloalcanos y compuestos aromáticos; éstos se encuentran en los yacimientos en los tres estados de agregación de la materia (sólido, líquido y gaseoso).

No todas las rocas de diferentes edades proporcionan petróleo y gas en las mismas proporciones, la mayor producción de hidrocarburos procede de las rocas más jóvenes, que son las del Cenozoico.

Mientras que, las rocas Mesozoicas, que son más antiguas, producen considerablemente menos petróleo. Los estratos aún más antiguos, del Paleozoico, producen cantidades aún menores (Tarbuck y Lutgens, 2005).

3.6. Materia Orgánica Sedimentaria (MOS)

La materia orgánica sedimentaria (MOS) está compuesta primordialmente por restos animales y vegetales, ricos en carbono con cantidades menores de hidrógeno, nitrógeno, oxígeno y azufre. Esta MOS incluye principalmente el componente carbonoso de las rocas sedimentarias y sedimentos (Hedges y Keil, 1995). El material orgánico acumulado en los sedimentos marinos (también conocido como maceral) puede registrar y a su vez permitir la identificación (grabados en su estructura y su composición química) de las fluctuaciones en la productividad primaria, las variaciones del contenido de oxígeno disuelto de la columna de agua, velocidad de sedimentación, aporte continental, etc. La materia orgánica particulada es el principal vehículo de distribución de material en la columna de agua vertical, desde las aguas superficiales hasta su llegada a los sedimentos en las aguas profundas. A partir de su disposición en la superficie, su hundimiento genera una gran degradación de los componentes >99%, (Wakenham et al., 1997) y por ende su depósito en los sedimentos se ve alterado por este factor.

La MOS puede ser identificada en distintos sedimentos por la presencia de grupos químicos específicos en menor cantidad a la original. De acuerdo con Wakenham *et al.* (1997), el orden de

labilidad para algunas clases bioquímicas en la columna de agua se especifica en el siguiente orden: carbohidratos > aminoácidos > lípidos > pigmentos; cada uno con características particulares que durante su traslado y depósito en los sedimentos se ve alterado. Algunas zonas específicas dentro de la columna de agua están caracterizadas por la presencia de ciertos componentes que permiten inferir el grado de degradación de cada material presente. Por ejemplo, las concentraciones de plancton superficial permiten la presencia de clorofila A, ácidos grasos poliinsaturados C₂₂ y C₂₀ que disminuyen exponencialmente al aumentar la profundidad. Esta disminución indica una degradación continua por parte de los organismos heterótrofos zooplanctónicos y microbianos. En cambio, las series de ácidos grasos de cadena lineal y alto peso molecular y alcanos son resistentes a la degradación microbiana por presentar una cantidad dominante en el número de carbonos, que son característicos de plantas vasculares terrestres y probablemente por factores físicos fueron transportados hasta las zonas cercanas al depósito.

De esta manera, mediante el uso de biomarcadores se pueden detectar las condiciones paleoambientales ocurridas durante el depósito; por ello, los biomarcadores son relevantes para el conocimiento geoquímico (Guiñez *et al.*, 2010; Rangel *et al.*, 2017). La deficiencia de oxígeno disuelto, el alto flujo de material orgánico y escasez de fauna bentónica (que caracteriza a los ambientes de surgencia) es óptima para la formación de hidrocarburos, pues favorece la preservación de material orgánico en los sedimentos del fondo (Milessi *et al.*, 2005).

La materia orgánica que da origen a los hidrocarburos se deposita en sedimentos de textura fina de origen marino o lacustres bajo condiciones anóxicas, que es favorecida por zonas de oxígeno mínimo y con alta productividad (por acción del fitoplancton). Estas condiciones se dan favorablemente durante procesos transgresivos o de nivel (marino o lacustre) alto; es decir, la MO original sufre transformaciones diagenéticas complejas, por degradación química y bioquímica, y como resultado se forma kerógeno y bitumen (Spalletti, 2009).

La MO conservada generalmente es incorporada a sedimentos marinos que provienen de márgenes continentales, la preservación orgánica en medio marino es pequeña (<0.5%) dada la productividad oceánica moderna y las tasas de entierro de sedimentos. Los mecanismos que gobiernan la preservación de la materia orgánica sedimentaria siguen sin ser claros, puesto que los factores que determinan la preservación varían según el régimen de depósito. Dos ejemplos particulares de la MO son el petróleo (o aceite) y el gas natural (Hedges y Keil, 1995).

La MO húmica es el principal constituyente del carbón y ésta se encuentra principalmente en las lutitas negras y bituminosas, esta MO es denominada sapropélica. En los sedimentos se reconocen tres tipos de acumulaciones de materia orgánica según Spalletti, (2009) y Montaña Ruiz (2013):

- **Humus:** Principal componente del carbón, constituyente de suelos y procedente de plantas. Se oxida rápidamente por lo que su potencial de preservación geológico es bajo.
- **Turba:** Materia orgánica húmica acumulada en pantanos y ciénegas de agua dulce o salobre, con escasa circulación en condiciones anóxicas. Material húmico con potencial de preservación geológico elevado.
- **Sapropel:** Materia orgánica presente en lutitas negras y bituminosas; consiste en fitoplancton, zooplancton, esporas, polen y fragmentos macerados de plantas superiores, se acumula en ambientes subacuáticos como lagos, albuferas y cuencas marinas donde los niveles de oxígeno son bajos, es materia orgánica muy finamente dividida.

Para que exista una alta actividad biológica, es necesaria la presencia de luz, nutrientes, tales como fosfatos y nitratos, y también de una temperatura adecuada (Tissot y Welte, 1984). La mayor parte de la productividad primaria se concentra en la parte superior de la columna de agua en donde llega la luz (zona fótica); por lo tanto, es muy importante la presencia de niveles anóxicos (bajo contenido en oxígeno) en la columna de agua porque en presencia de oxígeno en el medio, la materia orgánica se descompone en dióxido de carbono (CO_2), haciendo posible la preservación de la materia orgánica (Macellari, 2021).

La MO sufre transformaciones que se encuentran controladas por el aumento de temperatura, producida a medida que se aumenta la profundidad, esto se explica por el gradiente geotérmico y/o la presencia de fuentes locales de calor que no supera los 200-250°C. La transformación consiste en la pérdida de nitrógeno y oxígeno en forma de agua, dióxido de carbono y amoníaco, y resulta en el enriquecimiento en hidrógeno y carbono. Generalmente este proceso es iniciado por bacterias anaerobias que a medida que aumenta la profundidad van desapareciendo; este proceso queda controlado por el aumento de temperatura, que causa la destilación natural de la MO (Montaña Ruiz, 2013).

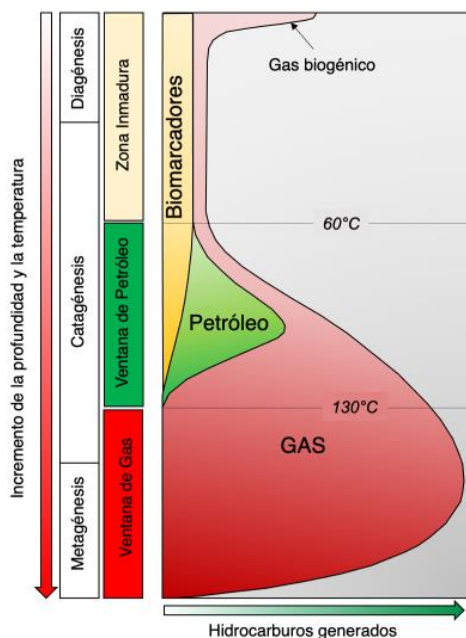


Figura 2. Evolución de la materia orgánica en los sedimentos en función de la profundidad y temperatura. Tomado de Tissot y Welte (1984) y Macellari (2021).

Antes de que el petróleo y gas sean generados en las rocas madre existe un camino largo a recorrer para que la MO se produzca, se acumule y se preserve en una cuenca. Este proceso en ocasiones es llamado evolución de la MOS en los hidrocarburos (Figura 2), y estos cambios se explican en los procesos de diagénesis, catagénesis y metagénesis.

3.6.1 Diagénesis

Es la primera etapa que sufre la materia orgánica para su transformación, en esta etapa sufre alteraciones físicas, químicas y biológicas antes de presentar cambios significativos provocados por el calor. La diagénesis abarca desde la sedimentación y en términos de temperatura, desde la temperatura ambiente hasta una temperatura de entre 65°C (Meléndez Hevia, 1982) y 90°C (Herrera Herbert, 2020); también es necesaria la poca profundidad con presiones litostáticas entre 0 y 300 bares (Fac. Ingeniería, 2014). Estas condiciones son las que producen la degradación de los biopolímeros (ácidos grasos, aminoácidos, lípidos, etc.). La eliminación de productos solubles, de nitrógeno y oxígeno, y en la concentración de productos insolubles que es producida principalmente por actividad bacteriana, hasta que se establecen condiciones que

impiden o inhiben su existencia. También son necesarias las condiciones reductoras o anaerobias que impedirán la propagación de vida bentónica y particularmente de limícolas o de organismos excavadores que destruirían la MO acumulada. En esta etapa no se producen hidrocarburos de interés, sólo metano (CH_4) que en esta etapa es llamado gas biogénico o gas de los pantanos, debido a su origen (ocurre continuamente dentro de sedimentos enterrados someramente en los ambientes geológicos). A medida que se aumenta la temperatura el residuo orgánico se va concentrando o destilando en kerógeno (producto insoluble o geopolímero), que es constituido por una mezcla de moléculas complejas de gran número de átomos de carbono y en menor proporción se conserva el bitumen (parte insoluble) que es la fracción en que se obtienen los fósiles moleculares también conocidos como biomarcadores (restos de proteínas, carbohidratos, lípidos o lignina, etc.) (Fac. Ingeniería. UNAM, 2014) se encuentra ilustrado en la Figura 3. En esencia, cuando los ácidos húmicos extraíbles han disminuido, la mayor parte de los grupos carboxilo se han eliminado, es ahí donde se encuentra el punto de inflexión entre esta etapa y la catagénesis. El kerógeno resiste al ataque de los ácidos minerales que se utilizan para su aislamiento, por lo que es posible analizar su composición.

3.6.2 Catagénesis

Esta segunda etapa comienza al producirse la destilación del kerógeno, generando hidrocarburos, su punto máximo de alcance se ubica entre los 110°C (Meléndez Hevia, 1982), 130°C (Macellari, 2021) y hasta los 175°C con una presión de 300 a 1500 bares (Fac. Ingeniería, UNAM, 2014) periodo en el cual se forma aceite y del mismo modo gas. Consiste básicamente en la ruptura de las moléculas orgánicas, en este caso kerógeno, para formar cadenas de hidrocarburos que seguirán rompiéndose hasta quedar en otras más sencillas siempre y cuando se aumente la temperatura según el proceso de destilación natural. Es decir, el kerógeno sufre transformación térmica y genera el petróleo (geomonómero), gas húmedo y condensado, esta etapa abarca la llamada ventana de petróleo. Al final de esta etapa, hacia la metagénesis, se presenta la generación máxima de hidrocarburos gaseosos (metano y butano) y es el punto crucial donde se pierden los biomarcadores junto con el petróleo, depende del tipo de materia orgánica original.

3.6.3 Metagénesis

Comienza entre los 150-200°C (Meléndez Hevia, 1982) y entre los 225°C (Fac. Ingeniería. UNAM, 2014) y se genera a grandes profundidades y altas temperaturas. De este modo, al continuar con la destilación se efectúa la reorganización estructural en el kerógeno. Cada vez se producen menores cantidades de gas metano a partir del kerógeno. Sin embargo, es a través de los lípidos, previamente formados, que se producen las grandes cantidades de metano. Los hidrocarburos existentes se van rompiendo, formando cadenas más cortas, hasta que todo se transforma en gas metano, mientras que la fracción orgánica forma grafito. De esta manera los biomarcadores, desaparecen, debido a que son inestables.

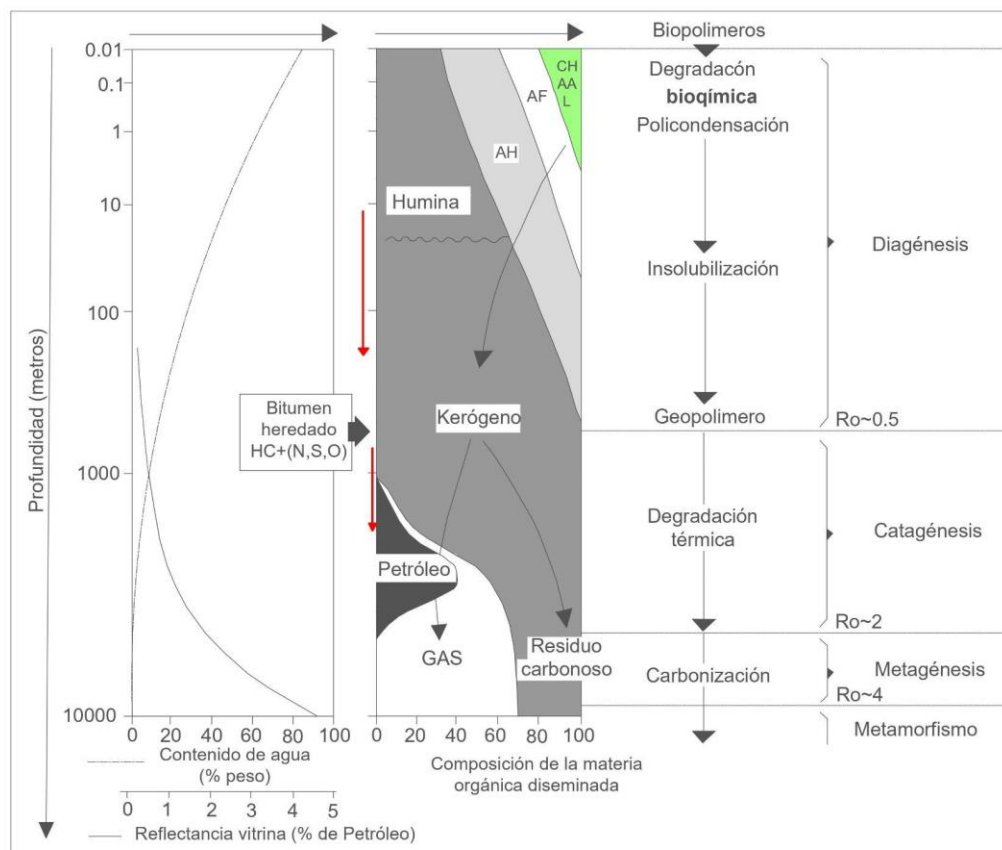


Figura 3. Esquema general de evolución de la materia orgánica, desde los sedimentos recientemente depositados hasta la zona metamórfica, CH: carbohidratos, AA: ácidos fúlvicos, AH: ácidos húmicos, L: lípidos, HC: hidrocarburos, N,S,O: compuestos de N,S,O (no hidrocarburos). Modificado de Tissot y Welte (1984) y traducido al español.

3.7. Bitumen

Es la parte de la materia orgánica que se encuentra en los sedimentos, es una sustancia soluble en disolventes orgánicos a la que se denomina bitumen (es altamente soluble en disulfuro de carbono). Este es un líquido pardo o negro, inflamable viscoso o sólido, compuesto esencialmente de hidrocarburos y sus derivados; es de color negro o marrón y posee propiedades impermeabilizantes y adhesivas. Se obtiene mediante procesos de refinación a partir del petróleo, y también se encuentra como depósito natural o como componente del asfalto natural, en el que se asocia con mena mineral (Sudhakara Rao, 2011). Es la porción de petróleo que existe en los yacimientos, en su estado natural generalmente contiene azufre, metales y otros compuestos que no son hidrocarburos (Secretaría de Energía, 2017).

El bitumen es una sustancia a base de aceite que incluye hidrocarburos tales como el asfalto y la cera mineral. Habitualmente, el bitumen posee un olor petrolífero característico. al disolverse en solventes orgánicos, en el laboratorio, se puede determinar la cantidad de bitumen presente en las muestras, y es una evaluación de la riqueza de la roca generadora, además, es producido mediante la eliminación de las fracciones más ligeras durante el proceso de refinación.

3.8 Biomarcadores

Son moléculas complejas presentes en el petróleo, se caracterizan por su elevada estabilidad química durante los procesos que le dieron origen (diagénesis, catagénesis y metagénesis); es decir, son aquellos compuestos que pueden ligarse de forma inequívoca con sus precursores biológicos ya que es el esqueleto de carbonos lo que se preserva (Peters *et al.*, 2005). Los biomarcadores se usan para definir paleoambientes, para la caracterización de cuencas, además de permitir la diferenciación del origen de su formación (Tomas y Acuña, 2020). Se ha estudiado la estabilidad de los biomarcadores, a partir de un crudo sometido a un proceso de meteorización a escala de laboratorio y que fue monitoreado por un año a través del empleo de la cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masas, el resultado indica que son estables (Tomas & Acuña, 2023).

Los biomarcadores son conocidos también como fósiles geoquímicos y son utilizados para interpretar ecosistemas microbianos del pasado. Sin embargo, al momento de realizar la interpretación de estas moléculas complejas; las moléculas insolubles son las más prometedoras

de resistir a la diagénesis, entre algunas de ellas las más conocidas son los ácidos grasos, alcanos y alquenos de cadena larga, así como terpenos que casi no experimentan cambios durante la diagénesis (Albaréde, 2009).

Las investigaciones enfocadas a los biomarcadores permiten identificar de la misma manera la madurez térmica, fuentes biológicas de materia orgánica sedimentaria y evaluar tanto la migración como el grado de biodegradación basado en la pérdida de alcanos, compuestos aromáticos, isoprenoides, terpenos y esteranos (Rangel *et al.*, 2017).

La determinación de fósiles químicos (biomarcadores) en el petróleo constituye un reto analítico formidable, porque requiere la detección y la cuantificación de moléculas específicas, presentes en cantidades pequeñas (a nivel de traza), en mezclas de hidrocarburos altamente complejas (Stashenko y Martínez, 2012).

Los biomarcadores son poderosos instrumentos geoquímicos, en parte porque la mayoría de ellos son altamente resistentes a la biodegradación. Algunos ejemplos de biomarcadores se mencionan en la Tabla 1.

Tabla 1. Ejemplos de biomarcadores (Modificado de Peters y Moldowan (1993) en Montaña Ruiz (2013).

Biomarcador	Origen biológico	Ambiente
nC_{15} , nC_{17} , nC_{19}	Algas	Lacustre, marino
nC_{18}	Bacterias	Lacustre, marino
nC_{27} , nC_{29} , nC_{31}	Plantas superiores	Terrestre
nC_{23} - nC_{31} (Impar)	Algas no marinas	Lacustre
Pristano/Fitano (Pr/Ph)(Bajo)	Fotótrofos Arqueobacterias	Reductor a anóxico, alta salinidad
2, 6, 10, 15, 19-penta-metileicosano	Arqueobacterias	Hipersalino
2, 6, 10, trimetil-7-(3-metil-butyl)-dodecano	Algas verdes	Hipersalino
Botriococcano	Algas verdes (<i>Botriococcus branuii</i>)	Lacustre, Salobre

16-desmetil-botriococcano	Algas verdes (<i>Botriococcus branuii</i>)	Lacustre, Salobre
Monometil alcanos de cadena intermedia	Cianobacterias	Aguas termales, marino
Saturados		
β -caroteno	Bacterias	Árido, Hipersalino
Filocladanos	Coníferas	Terrestre
C ₂₇ -C ₂₉ Esteranos	Algas (C ₂₇), Algas y plantas superiores (C ₂₉)	Varios
C ₃₀ 24-n-propilcolestanos (4-desmetil)	Algas crisófitas	Marino
4-metilesteranos	Dinoflagelados/algunas bacterias	Lacustre o Marino
Diasterenos	Algas o plantas superiores	Rocas ricas en arcilla
Dinosteranos	Dinoflagelados	Marino, Triásico o menor
25, 28, 30-trisnorhopano	Bacterias	Marino anóxico, Surgencia
28, 30-bisnorhopano	Bacterias	Marino anóxico, Surgencia
C ₃₅ 17 α , 21 β (H)-hopano	Bacterias	Reductor a anóxico
2-metilhopanos	Bacterias	Rocas carbonatadas
4 β (H)-eudesmano	Plantas superiores	Terrestre
Gammacerano	Bacterias	Hipersalino
18 α (H)-oleanano	Plantas superiores (angiospermas)	Cretácico o menor
Hexahidrobenezohopanos	Bacterias	Anóxico carbonatos-anhidrita
Pregnano, homopregnano	Desconocido	Hipersalino
C ₂₄ terpenos tetracíclicos	Desconocido	Hipersalino
Escualeno	Arqueobacterias	Hipersalino
Norhopano (C ₂₉ hopano)	Varios	Carbonatos/evaporitas
C ₃₁ -C ₄₀ isoprenoides	Metanógenos	No especificado

<i>Aromáticos</i>		
Benzotiofenos, alquildibenzotiofenos	Desconocido	Carbonatos/evaporitas
Isoprenoides arilo (1-alquil, 2, 3, 6, trimetilbenzenos)	Bacterias verdes con azufre	Hipersalino
Trimetilados 2-metil-2- trimetildecilcromanos	Desconocido	Salino

3.9 Resonancia Magnética Nuclear

La espectroscopía de Resonancia Magnética Nuclear (RMN) es una técnica analítica no destructiva y no invasiva que proporciona información sobre la identificación de moléculas clarificando sus estructuras moleculares y composición química, apoyado en las propiedades mecánico-cuánticas (Ruíz Benitez,2020). La RMN fue descrita por primera vez como un fenómeno físico por Felix Bloch y Edward Mills en 1946, lo que les permitió obtener el Premio Nobel de Física en 1952 (Mencias, J., 2019). Un año antes, en 1951, varios científicos identificaron que con la RMN se podían definir las moléculas orgánicas específicamente sus estructuras (Universidad de Valencia, 2006).

Se emplean núcleos que se actúan como pequeños imanes que son introducidos a un campo magnético externo girando en a su propio eje, absorben radiación electromagnética de una frecuencia determinada (ondas de radio) y transmiten un campo magnético alrededor de ellos (Ruíz Benítez, 2020). En el que interactúan dos spines, el alfa (α) representa un estado de mayor energía y el beta (β) un estado de menor energía. La detección de la RMN estudia el comportamiento de los núcleos que poseen momento magnético en influencia de un campo magnético externo, es decir, es producto de la formación de varios niveles de energía de ciertos núcleos, y la frecuencia precisa de esta absorción depende directamente del entorno de estos núcleos con sus orientaciones hacia el campo magnético. La identificación de la estructura de la molécula se encuentra en la ubicación de estos núcleos (cada núcleo posee su frecuencia característica de resonancia), que

depende de su giro magnético constante y del campo magnético aplicado. Los núcleos más frecuentes para la RMN son: ^1H , ^{13}C , ^{15}N , ^{19}F , ^{23}Na y ^{31}P , pero la espectrometría más empleada es la ^1H -RMN (Ruíz Benitez,2020) (Fac. de Química. UNAM, 2020).

Esta técnica presenta gran interés en el campo químico y biológico se emplea para el análisis cualitativo y cuantitativo de núcleos que contienen espín de protones ^1H , ^{13}C , ya que son la base principal para la composición y determinación de moléculas orgánicas como compuestos orgánicos, biomoléculas en disolución (proteínas, lípidos, aminoácidos, péptidos, oligosacáridos, entre otros), esta técnica puede ser aplicada a una gran variedad de muestras (en solución y en estado sólido) (Ruíz Benitez,2020).

Las propiedades magnéticas de los núcleos de moléculas y sus comportamientos son la fuente de trabajo de la RMN, consiste en la determinación de la estructura química que contiene la muestra (Ruíz Benitez,2020).

Existe una gran variedad de equipos de RMN que son denominados por la frecuencia ya que cada uno tiene campos magnéticos de diferente intensidad como de 300 MHz, 400 MHz, 500 MHz, 600 MHz y 700 MHz (Fac. de Química. UNAM, 2020).

El equipo de RMN contiene las siguientes partes (Figura 4):

- Un imán estable, para la obtención del campo magnético que detecta la frecuencia e intensidad en la resonancia del análisis de cada núcleo. Al interior del imán se ubica la sonda en donde se introduce la muestra.
- Un transmisor de radiofrecuencias (RF), que emite frecuencias exactas de ondas.
- Un detector que se encarga de medir la energía de radiofrecuencia absorbida de la muestra.
- Un registrador en el que se plasman los datos transmitidos por el detector y un ordenador donde se almacena y analiza la información para hacer las gráficas que componen el espectro RMN (Universidad de Valencia, 2006).

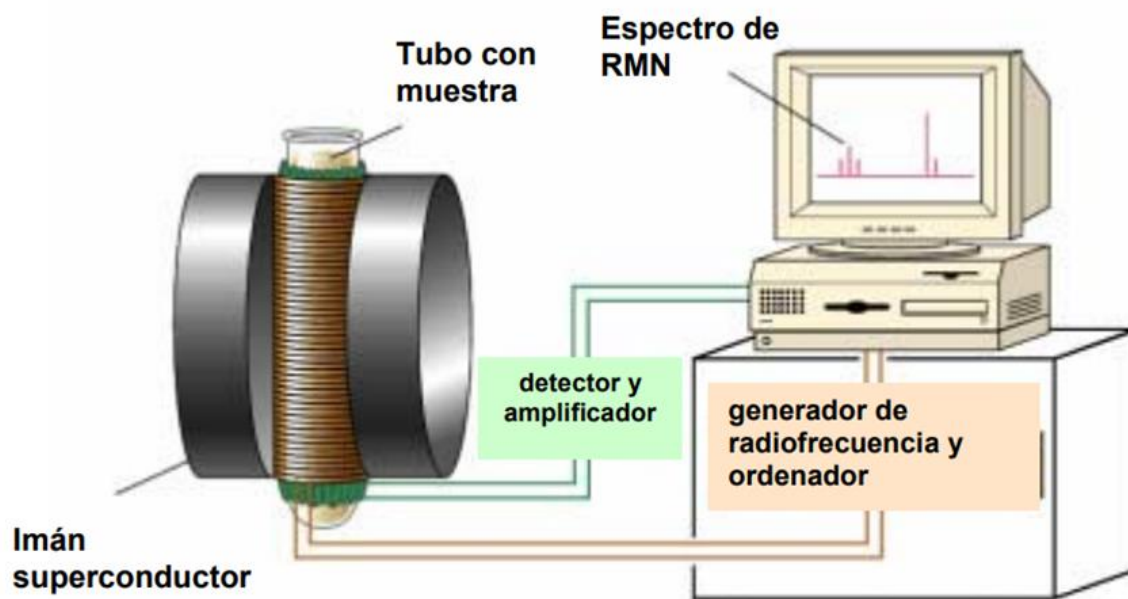


Figura 4. Principales componentes de un equipo para el análisis de Resonancia Magnética Nuclear. Tomado de la Universidad de Valencia (2006).

Como resultado se tiene un espectro que cuantifica la señal de las frecuencias de los núcleos específicos, es decir, es una representación de la frecuencia de la energía electromagnética que es liberada por los núcleos de la muestra, en general cada señal es la representatividad de la abundancia relativa que producen los núcleos (Universidad de Valencia, 2006) (García Álvarez, 2018).

3.10 Cromatografía de Gases

La cromatografía de gases es una técnica analítica que se utiliza para poder separar y analizar compuestos orgánicos volátiles, en general, uno de los usos más relevantes es en los hidrocarburos en estado gaseoso (en presencia de temperatura ambiente) y semivolátiles de una mezcla, utilizada en diferentes campos de la industria petrolera, química y alimentaria.

Para llevar a cabo un análisis de GC se requiere de una columna, el cual es el principal sistema de GC, es el lugar donde se lleva el proceso de separación cromatográfica, sin embargo, para la elección de la columna se requiere de cuatro factores:

- Fase estacionaria.
- Diámetro interno de la columna.
- Grosor de la película
- Longitud de la columna.

Para los análisis de las muestras por cromatografía de gases el mecanismo se presenta en dos fases, una de ellas es la fase móvil en donde un gas inerte (regularmente He) se desplaza por el sistema hasta pasar a una columna donde se realiza la retención de los componentes de la mezcla, siendo esta la fase estacionaria. Por ello las características de las muestras a analizar en la fase móvil, algunas sustancias se quedarán más retenidas en la fase estacionaria que otras, provocando una separación de los diversos componentes de la mezcla y su nivel de separación está relacionado con la distribución constante entre las fases (Gutiérrez Bouzán y Drouget, 2002; Merck, 2024).

3.11 Cromatografía de Gases acoplado a Espectrometría de Masas

La Cromatografía de Gases acoplada a Espectrometría de Masas (GC/MS) es una técnica analítica que conjunta la capacidad de separación de la cromatografía de gases con la sensibilidad y especificidad de la espectrometría de masas y es dedicada a la separación, identificación y cuantificación de mezclas de sustancias volátiles y semivolátiles. La separación de dichas sustancias depende de la diferente distribución de las sustancias estudiadas entre las fases móvil y estacionaria que conforman el sistema. Una vez separadas las sustancias son fragmentadas y analizadas en función de su patrón de fragmentación, el cual puede ser comparado con información contenida en una base de datos de espectros de masas para su identificación preliminar. La identificación definitiva, así como la cuantificación de cada sustancia debe hacerse mediante el empleo de sustancia de referencia (García Barradas, 2024). El acoplamiento de gases masa permite analizar y cuantificar compuestos complejos con un alto grado de efectividad ofreciendo resultados precisos y confiables. En la cromatografía de gases, las muestras sufren una volatilización en la que se separan en función de su afinidad y volatilidad, una vez separados los analitos, estos son introducidos al espectrómetro de masas donde se ionizan y se analizan de acuerdo con su abundancia de cada tipo de ion de acuerdo a su relación masa-carga. La utilización de GC-MS está restringida a la separación de compuestos de peso molecular menor de 1000 y a una temperatura máxima de trabajo de unos 400°C (Sarria Villa, 2017; Martín Gavilán y Gómez Juaristi, 2024).

El espectrómetro de masa es un instrumento que permite analizar con gran precisión la composición de diferentes elementos químicos e isótopos atómicos, separando los núcleos atómicos en función de su relación masa-carga. Puede utilizarse para identificar los diferentes elementos químicos que forman un compuesto, o para determinar el contenido isotópico de diferentes elementos en un mismo compuesto. La combinación de los dos procesos reduce la posibilidad de error ya que es muy poco probable que dos moléculas diferentes se comporten de la misma manera tanto en esta técnica (Montaño Ruiz, 2013).

Capítulo 4. Zona de estudio

4.1 Ubicación y Acceso

Las zonas de estudio se ubican: 1) en el municipio de Xilitla, en el estado de San Luis Potosí, México, se encuentra el afloramiento de la Fm. Agua Nueva en las coordenadas: UTM 14Q 500 338 E, 2 365 215 N a una altitud de 627 msnm (Núñez Useche, *et al.*, 2016); 2) en la localidad de Ameca en el municipio de Pisaflores en el estado de Hidalgo, México se ubica un afloramiento de la Formación Pimienta sobre las coordenadas UTM 14Q 509 060 E, 2 347 530 N a una altitud aproximada entre los 160 - 230 msnm. Se visitaron los sitios para conocer los afloramientos y obtener coordenadas exactas, así como fotos de la roca, contando con el apoyo y guía del Dr. Kinardo Flores Castro para la visita.

En general existen diferentes rutas de acceso para trasladarse al afloramiento de la Fm. Agua Nueva y Pimienta. Partiendo desde la ciudad de Pachuca podemos tomar las siguientes dos alternativas que se muestran en la Figura 5:

- Tomar la Carretera Federal 105 Pachuca-Huejutla hasta llegar al municipio de Huejutla de Reyes, Hidalgo y seguir por la Carretera 102 Huejutla, Hgo. -Tamazunchale S.L.P. hasta llegar al municipio de Tamazunchale, San Luis Potosí, sucesivamente tomar la Carretera Federal 85 Ciudad de México – Nuevo Laredo en la ciudad de Tamazunchale hasta llegar a la Carretera Federal 120 y seguir por ella hasta Xilitla.
- Tomar la Carretera Federal 85 Ciudad de México – Nuevo Laredo en la Ciudad de Pachuca hasta llegar al pueblo de Tamán se comienza el acceso al afloramiento de la Fm. Agua Nueva, y si quiere llegar al afloramiento de la Fm. Agua Nueva se sigue hasta llegar a la intersección con la Carretera Federal 120 y seguir hasta llegar al municipio de Xilitla S.L.P.

Estando en Xilitla en la Carretera Federal 120 tenemos dos alternativas que nos llevan al afloramiento de la Fm. Agua Nueva:

- En la Carretera Federal 120 llegar hasta la intersección con la calle que lleva al Jardín Surrealista Las Pozas, avanzar en esa dirección hasta pasar el Jardín Escultórico Edward James, Las Pozas siguiendo por la calle 20 de Noviembre, antes de llegar a la intersección con la calle Cam. A Las Pozas o como referencia hasta antes de llegar al Hotel Posada Tonantzin se encuentra el afloramiento de la Fm. Agua Nueva.
- En la Carretera Federal 120 al llegar a la intersección con la calle Niños Héroes, seguir por esa calle hasta llegar a la calle Independencia, tomar la calle Cuauhtémoc y seguir por la calle Sta. Mónica, para después continuar por la calle Coronel José Castillo hasta topar con la esquina con Calle 20 de noviembre; seguir por la izquierda hasta después de pasar la intersección con la calle Cam. A Las Pozas, a unos metros más se encuentra aflorando la Fm. Agua Nueva.

Estando en la Carretera Federal 85 y al llegar a la comunidad de Tamán se sigue por la Carretera Aguazarcas-Tamán se continúa hasta llegar a la calle Benito Juárez, sucesivamente se incorpora a la Calle Miguel Hidalgo hasta el límite de la calle y de ahí se reanuda por una vereda que se encuentra a un costado del Río Amajac hasta donde se encuentran unas marcas de pintura en aerosol que indican que se encuentra el afloramiento de la Fm. Pimienta.

RUTAS DE ACCESO AL AFLORAMIENTO DE LA FM. PIMIENTA Y AGUA NUEVA

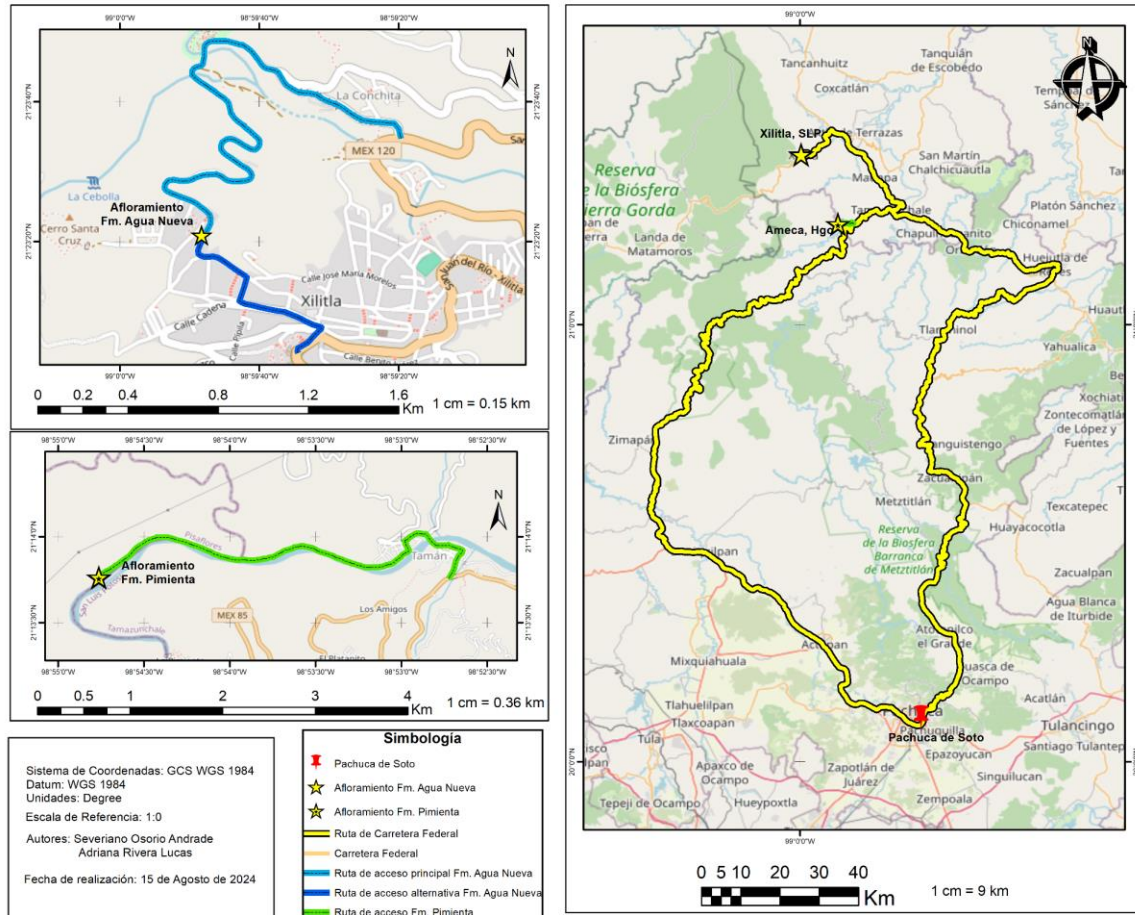


Figura 5. Ruta de acceso al afloramiento de la Fm. Pimienta en Ameca, Hidalgo y la Fm. Agua Nueva en Xilitla, San Luis Potosí. Elaborada por Severiano Osorio Andrade y Adriana Rivera Lucas el 08 de Febrero del 2024.

4.2 Marco Geológico

4.2.1 Geología Regional

De acuerdo con González García y Holguín Quiñonez (1992), el territorio mexicano está cubierto en un 75% de sedimentos que forman parte de las cuencas que fueron modeladas por procesos de sedimentación progresiva en distintas edades del tiempo geológico.

El desarrollo de las cuencas de importancia económica y los depósitos tipo LOM (Laminated Organic-rich mudrocks) en México se establecieron en función de distintos procesos

como los Eventos Anóxicos Oceánicos (AOE's) (Martínez Yañez, 2021) y por el tectonismo generado desde el Triásico Tardío por la convergencia de las placas Norteamericana, del Caribe y de Cocos (Padilla y Sanchez, 2007), ocasionado altos (Isla de Coahuila, Península de Tamaulipas Altos Picachos y San Carlos) y bajos en el basamento (Cuencas de Sabinas y Magícatzin), que en conjunto con la formación de fallas laterales de grandes extensiones, controlaron la sedimentación regional (Eguiluz de Antuñano *et al.* 2000). Estos procesos están vinculados a la interpretación de la formación del actual Golfo de México (Imlay *et al.* 1948; CNH, 2017).

La apertura del Golfo de México está entendido en sus diferentes fases por elementos tectónicos, como consecuencia de la separación de Pangea y la apertura del ahora Océano Atlántico (Martínez Yañez, 2021) bajo fuertes controles estructurales; se enfatiza en ser una corteza continental en su fase extensiva o rifting (Ross y Scotese, 1988) como resultado de un posible enfriamiento cortical (Eguiluz de Antuñano *et al.* 2000) que generó grandes fallas normales (Stephan *et al.* 1990; Ochoa Camarillo *et al.* 1998) y que estuvieron en movimiento progresivo desde el Triásico Superior, hasta el Jurásico Medio. Este proceso tectónico, que permite la formación de Proto-Golfo de México, posibilita el avance de aguas del Pacífico a través de la parte central de México, en lo que ahora pertenece a la frontera entre los estados de Zacatecas y San Luis Potosí, dando por iniciado el periodo de Transgresión Marina Jurásica (Goldhammer y Johnson, 2001; Padilla y Sánchez, 2007) dentro de la etapa de deriva y enfriamiento del Golfo permitiendo el depósito de sedimentos carbonatados someros (Martínez Yañez, 2021).

Para finales del Calloviano, se apacigua la movilidad tectónica de rifting en la zona y finaliza el desplazamiento del Bloque de Yucatán hacia el sur (Jurásico temprano y Medio), movilizado por la Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca, que modifica su desplazamiento lateral a vertical, favoreciendo la subsidencia del piso del Golfo (Padilla y Sanchez, 2007). Esto desencadena la elevación y depresión del terreno, formando horsts y grabens, la inundación de las zonas y la formación de extensos cuerpos de agua hipersalina, favoreciendo la precipitación de carbonatos y evaporitas sobre el complejo basal, compuesto principalmente por rocas ígneas intrusivas y metasedimentos que constituían el basamento Paleozoico, ahora identificado como Grupo Huizachal en algunas zonas (Echanove Echanove, 1986). Los primeros sedimentos marinos aparecen en el Triásico Superior con la Formación Tepexic (Imlay *et al.* 1948) que marca el inicio

de los grupos de sedimentos marinos en los frentes de la Sierra Madre Oriental en el NW de México (Parga Macias, 1967; Cantú Chapa, 1992; Eguiluz de Antuñano et al. 2000).

La estabilidad sedimentaria en el Jurásico Tardío permite la continua deposición de carbonatos y lodos calcáreos intercalados, generando paquetes de rocas. Este hecho fue tan grande que las rocas depositadas conservaron características litológicas muy similares en casi toda la Cuenca del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007). La invasión marina para este periodo cubre gran parte del territorio de manera regional, generando el arrastre de materia orgánica vegetal y terrígenos, además de consolidar el depósito de carbonatos finos con variabilidad de materia orgánica disponible (Echanove Echanove, 1986; Cantú Chapa, 1998). Durante la etapa Oxfordiana, el desarrollo de amplias cuencas someras se hace presente, bajo condiciones de subsidencia lenta y continua hasta el Kimmeridgiano. Para el Tithoniano. Las condiciones de estabilidad fueron tan grandes que se vio favorecida la proliferación de vida y con ello la acumulación de materia orgánica. El incremento de la actividad volcánica se evidencia en los estratos, por la marcada presencia de capas de bentonita y pedernal negro en capas, lentes y nódulos (Padilla y Sánchez, 2007).

La transición entre la etapa Jurásica y Cretácica (Límite J-K) estuvo determinada por una relativa estabilidad, condiciones anóxicas a nivel global oceánico. El territorio delimitaba el margen occidental del Mar de Tethys. Este límite se identificó principalmente por biozonas de taxones de calpionélidos y amonitas, que de acuerdo con sus características señalaron un ambiente de tipo transicional normal y concordante en la mayoría del territorio identificado, propio de ambientes de profundidad relativa (Eguiluz de Antuñano et al. 2012).

El control sedimentario continúa hacia el Cretácico Temprano, donde la subsidencia continuó lentamente, así como la progresiva deposición de los carbonatos en un modelo sedimentario que formó las distintas facies de plataforma evaporítico-carbonatado (Eguiluz de Antuñano et al. 2000; Padilla y Sánchez, 2007), de complejo arrecifal y de mar abierto. Estas características son propias del Cretácico, quedando así, paquetes enormes de roca carbonatada de hasta 2,000 metros de espesor. En la parte externa, los bordes jurásicos quedaron emplazados. Después del Aptiano, durante el Albiano y el Cenomaniano, continuó la subsidencia general del Golfo de México, a una velocidad aproximadamente constante en toda la cuenca, lo que permitió que se desarrollaran largas cadenas de arrecifes de barrera. Hasta finales del Cretácico, se finaliza

el depósito de carbonatos, continuando con el depósito de sedimentos arcillo-carbonosos, lutita y pedernal propios de un ambiente somero y con un alto contenido de materia orgánica (Padilla y Sánchez, 2007). Bajo estas condiciones se hacen presentes las Formaciones Eagle Ford en la porción noreste y Agua Nueva en el resto de la provincia (Echanove Echanove, 1986).

Para inicios de la era Cenozoica, la deformación de los sedimentos predispuestos, principalmente componentes de la Sierra Madre Oriental, se vieron deformados como producto del evento tectónico denominado Orogenia Laramide, también conocida como Orogenia Hidalgoana (Padilla y Sanchez, 2007), generando un sistema complejo de pliegues y cabalgaduras, terminando con la estabilidad tectónica, con el depósito de material sedimentario en las cuencas presentes y con la reactivación de fallas normales convirtiéndolas a fallas inversas en el basamento, dando origen a las cadenas plegadas y cabalgadas de las zonas en el occidente del Golfo de México (Eguiluz de Antuñano et al. 2000; Padilla y Sánchez, 2007). Este proceso abarcó desde finales del Cretácico, hasta la consumación del Eoceno, lo que permitió al mismo tiempo, la formación de las cuencas sedimentarias como: Cuenca de Parras-San Carlos (CPSC), Tampico-Misantla (CTM), y la Cuenca de Veracruz (CV) (Figura 6), por el gran aporte de sedimentos clásticos al finalizar la Orogenia Larámide (Echánove Echánove, 1986; Padilla y Sánchez, 2007).

4.2.2.1 Cuenca Tampico-Misantla.

La Cuenca tiene una extensión de 57,170 km², se ubica en la parte centro-oriental de la República Mexicana y se distingue como una cuenca de margen pasivo. A sus alrededores limita con otras áreas geológicas como la Cuenca de Burgos al norte, con la Cuenca de Veracruz al sur, con la Sierra Madre Oriental al oeste, con el Golfo de México (Figura 6) hacia el este y al sur con la Franja Volcánica Transmexicana. Contempla en superficie a los estados de Tamaulipas, Veracruz, San Luis Potosí, Hidalgo y Puebla respectivamente (CNH, 2017), y reconocida por las unidades tectónicas que la conforman principalmente como la Sierra Madre Oriental, la Antefosa de Chicontepic y la Plataforma de Tamaulipas (Parga Macias, 1967).

La cuenca se estableció en un basamento continental, con sedimentos que se depositaron desde el Triásico Superior hasta el Cuaternario. El desarrollo y evolución de la cuenca se relaciona directamente con la formación del Proto-Golfo que a su vez, estuvo influenciada por la

transgresión marina (Goldhammer y Johnson, 2001), permitiendo a los sedimentos rellenar las zonas bajas con productos calcáreo-arcillosos con altos contenidos de materia orgánica (correspondientes a las Formaciones Santiago, Tamán y Pimienta), y las zonas altas fueron cubiertas con sedimentos terrígenos (correspondientes a las formaciones San Andrés, Chipoco y la Casita), bajo las condiciones de estabilidad que se hicieron presentes en ese momento.

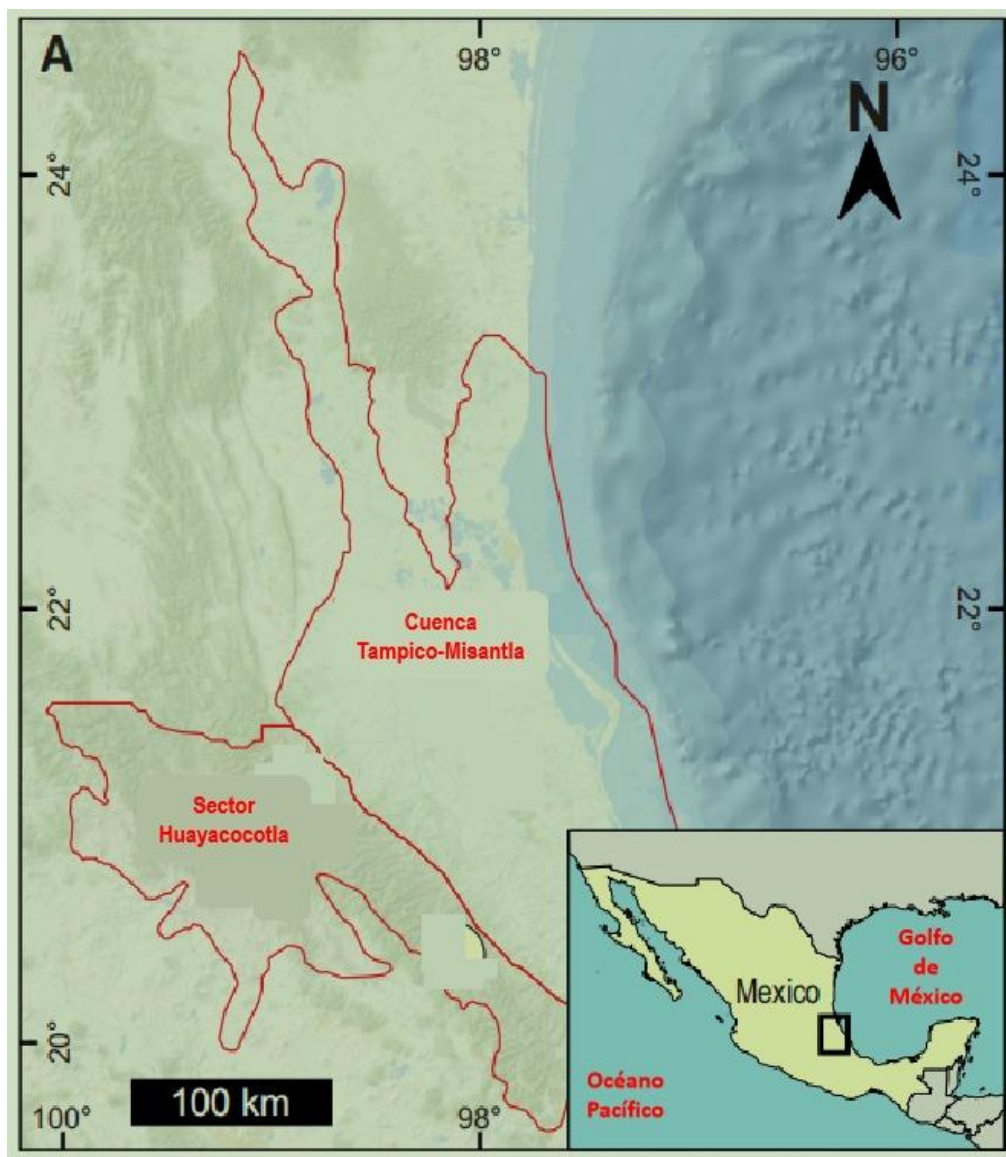


Figura 6. Representación de la Cuenca Tampico-Misantla sobre la zona del Golfo de México. Tomado literalmente de Martínez Yañez et al. (2023).

4.2.2 Geología Local

4.2.2.1 Formación Pimienta



Figura 7. Estrato representativo de la Formación Pimienta en la zona de estudio en Ameca, Hidalgo. Se visualiza el pedernal negro nodular dispuesto sobre el estrato. Foto tomada por Adriana Rivera Lucas (2023).

La Formación Pimienta correspondiente a una edad Titoniana Media - Berriasiano Temprano, se define como un conjunto de caliza arcillosa de coloración negra-grisácea con intercalaciones de lutita color marrón rojizo e incrustaciones de pedernal negro en forma de nódulos (Figura 7) con presencia de bentonita verdosa (Heim, 1926; Cantú Chapa, 1976; Suter, 1980), clasificada en categoría de mudstone a wackstone mediante los atributos reconocibles en campo. El grosor de la formación varía a lo largo de la extensión territorial sobre el este de México. En algunas zonas se determina un grosor desde los 20 hasta los 300 metros; su distribución tiene un gran alcance geográfico a lo largo del Centro-Este, sobre el subsuelo de la Cuenca Tampico-Misantla (excepto en la faja de oro) y continuidad lateral fuera de los límites de la Cuenca de Huayacocotla (Martínez Yañez, 2021), además que tiende al adelgazamiento en dirección NW-SE. Forma parte del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental (Cantú

Chapa, 1976; Ochoa Camarillo et al. 1998), y de la llamada Serie Huasteca (Figura 8), como una unidad estratigráfica que representa el ciclo sedimentario marino (Cantú Chapa, 1992). La localidad tipo de la Formación Pimienta se ubica aproximadamente a 1 km del poblado “La Pimienta”, ubicado en la orilla del río Moctezuma, al sur poniente de Tamán, San Luis Potosí (Ochoa Camarillo et al. 1998; Suter, 1990).

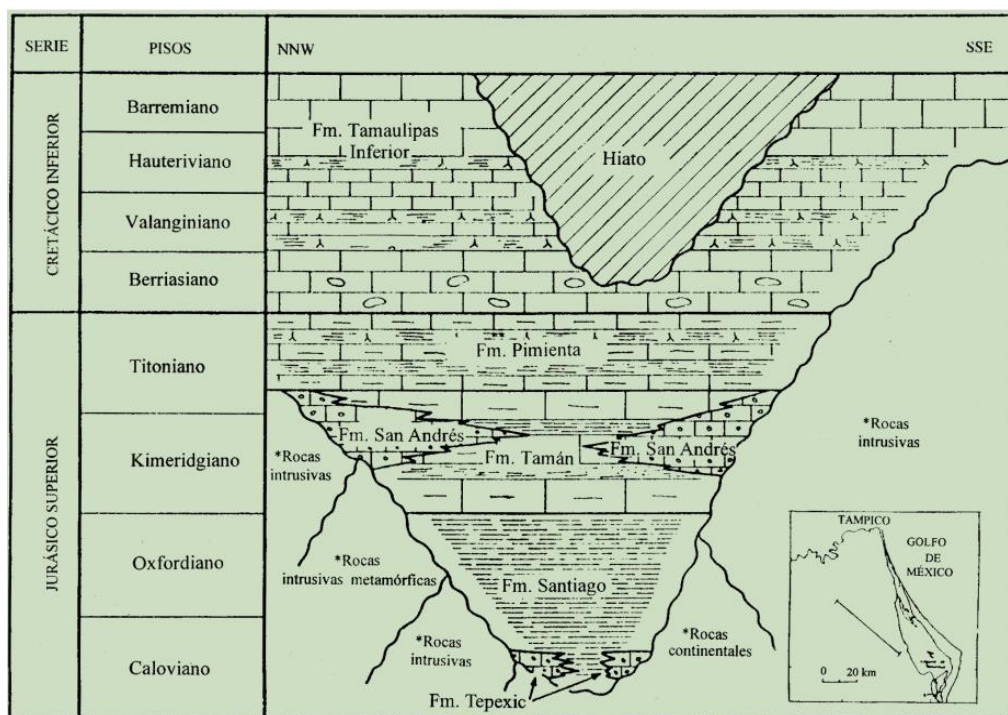


Figura 8. Unidades que representan la llamada Serie Huasteca, donde se visualiza a la Formación Pimienta y su relación con las formaciones supra y subyacentes. Tomada literalmente de Cantú Chapa (1998).

Desde tiempos remotos, la identificación de la Formación Pimienta ha tenido dificultades, por la complejidad de diferenciación de características específicas, en comparación con formaciones adyacentes (Heim, 1926). En un principio, esta formación se utilizaba con fines de identificación para el límite J-K, debido a que durante la transición no se generó algún evento distintivo aún conocido global, rastreable de manera química, biológica o geológica, ya que existía una relativa estabilidad entre los componentes oceánico, litosférico y atmosférico. Actualmente, la base de la subzona Calpionella alpina es el límite establecido para el Jurásico Superior (Martínez Yañez, 2021).

Gracias a los estudios realizados, se lograron definir tres miembros que conforman a la totalidad de la Formación Pimienta en todas las zonas donde aflora: inferior, medio y superior. En lo que respecta a la zona de Ameca, es distinguible el miembro superior donde por la calidad de su material arcilloso y la presencia de bentonita, los estudios de índole geofísica pudieron determinar su señal como rasgo característico de la formación que está directamente relacionado con su comportamiento eléctrico visualizado en las curvas de rayos gamma de los estudios para distintos pozos (Parga Macias, 1967; Cantú Chapa, 1992; Cantú Chapa, 1976). Esta intercalación de bentonita permite la subdivisión de la secuencia sedimentaria y de la visualización de la presencia de vulcanismo durante la etapa Jurásica en México; esto se sustenta por la presencia de rocas volcánicas dispersas en algunas zonas.

Las características físicas de las rocas que componen a la formación representan las condiciones de depósito (Martínez Yañez, 2021). La naturaleza calcárea y la presencia de material fósil presente permite clasificar los paquetes de roca como propias de un ambiente de depósito marino de relativa profundidad y con características específicas, con una posible circulación restringida, en mar abierto, que permitieron las condiciones anóxicas específicas para la conservación de la materia orgánica contenida (Parga Macias, 1967; Imlay et al. 1948; González García y Holguín Quiñonez, 1992; Valdés Suárez, 2020). La evolución de los terrenos, permiten variaciones ambientales que marcan una distribución paleogeográfica específica en el centro y este de México.

La presencia de fósiles en las formaciones permite establecer la edad correspondiente a las distintas zonas que componen el conjunto de rocas depositadas durante la transgresión Jurásica, recordando que los conjuntos faunísticos están influenciados por las condiciones ambientales y físicas (Addate et al., 1994), además que las zonaciones permiten un control regional y paleogeográfico. La presencia de una gran cantidad de fósiles de la edad Titoniana de manera continua en la parte este de México, evidencia la continua deposición de sedimentos como parte de una llanura costera, un ambiente transicional y un ambiente marino progresivo (Imaly et al. 1939); su estudio permite establecer estándares y hacer comparaciones para la identificación de etapas en el tiempo geológico alrededor del mundo.

El contenido paleontológico para la etapa Jurásica en México contiene en su mayoría radiolarios (López Martínez et al. 2015), amonitas, bivalvos y calpionélidos principalmente, que

son la fuente primaria de sílice por los esqueletos y que son asociados al material siliciclástico presente en las rocas como los lentes, nódulos y bandas de pedernal (Martínez Yañez, 2021) encontrados como productos aloquímicos en las rocas.

Parga Macías (1967) refiere a dos especies de fósiles índice de calpionélidos presentes en la Formación Pimienta: *Nannoconus bronnimanni* Trejo y *Calpionella alpina* Lorenz. Cantú Chapa (1976) describe material fosilífero de amonites que permiten la identificación del Titoniano por especies como: *Salinites grossicostatum*, *S. inflatum*, *Proniceras victoris*, *P. subtorrense*, *P. aff. P. victoris*, *P. aff. P. subpronum*, *Corongonoceras aff. C. mendozanum* y *Haploceras veracruzianum* (Eguiluz de Antuñano et al. 2012) que representan los límites del Jurásico.

Los estudios indican que las secuencias del Jurásico Superior se han establecido como rocas generadoras por presentar una cantidad suficiente de materia orgánica disponible, con una madurez apropiada para la generación de hidrocarburos y por adquirir un grado de deformidad que permite el desarrollo de trampas estructurales y estratigráficas (Echánove Echánove, 1986) que por efecto de migración vertical, según González y Holguín (1992), han rellenado las trampas del Kimmeridgiano, Cretácico Superior-Paleoceno y del Neógeno (Padilla y Sánchez, 2007).

4.2.2.2 Formación Agua Nueva

Formación Agua Nueva (Figura 9) es el nombre introducido por Stephenson (1921) y después por Muir, J. M. (1936) para referirse a los sedimentos que descansan directamente sobre la Formación Tamaulipas Superior (CONAGUA, 2024), que consiste en capas de espesor delgado a medio, aproximadamente de 60 a 90 metros de caliza arcillosa finamente bandeada, con delgados horizontes o láminas de pedernal negro que se alternan con estratos medianos a gruesos de lutita laminar carbonosa negra y delgados horizontes de bentonita. El intemperismo que presenta es de color amarillento, ligeramente rojizo, propio de los componentes de la roca (Carrillo Bravo, 1971). Además, Gamper (1977) afirma que dicha formación se encuentra por encima de la Formación Cuesta del Cura y a su vez subyace a la Formación San Felipe (Figura 10).

En el tiempo Cretácico, los sedimentos calcáreos de ambientes marinos abiertos se hicieron presentes con la Formación Tamaulipas Inferior, desarrollando grandes extensiones de plataformas carbonatadas de grandes dimensiones. A partir del Turoniano, las rocas comenzaron a contener

una cantidad más elevada de materia orgánica, lo que permitió la variación de las propiedades de las rocas y la consolidación de las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez (CNH, 2018).



Figura 9. Fotografías de la Fm. Agua Nueva en su afloramiento en Xilitla, San Luis Potosí. Tomadas por Severiano Osorio Andrade el 19 de marzo del 2023.

SISTEMA	SERIE	Agua Nueva	Formación
CRETÁCICO	SUPERIOR	MAASTRICHTIANO	Méndez
		CAMPANIANO	
		SANTONIANO	San Felipe
		CONIACIANO	
		TURONIANO	Agua Nueva
		CENOMANIANO	Cuesta del Cura
	INFERIOR	ALBIANO	Tamaulipas superior
		APTIANO	La Peña
		BARREMIANO	Cupido
		HAUTERIVIANO	
		VALANGINIANO	Taraises
		BARRESIANO	

Figura 10. Columna estratigráfica en se muestra la ubicación de la Fm. Agua Nueva. Modificada de Cacho Alfaro, 2016; Michalzik, 1988; Santiago Carrasco et al., 2008.

La serie del Cretácico Superior está conformada por las edades del Cenomaniano al Maastrichtiano. De acuerdo con Parga Macias (1967) la formación Agua Nueva corresponde a la etapa Titoniana, concordante con la Formación San Felipe en la parte superior.

Santamaría Orozco *et al.*, (1990), indican que la Fm. Agua Nueva está constituida principalmente por capas de caliza de colores ocre oscuro, gris y gris oscuro, algo arcillosas y, en menor proporción caliza negra carbonosa y caliza de color gris criptocristalina, con microfauna planctónica; estas alternan con frecuentes y delgadas capas de lutita negra bituminosa laminar, y con aisladas capas de bentonita de color gris y gris verdoso principalmente; también se llegan a presentar en la secuencia pequeños nódulos de pedernal negro; la caliza llega a presentar pigmentos verdes, posiblemente por la presencia de glauconita. Núñez Useche, *et al.*, (2016) confirma la presencia de sedimentos pelágicos enriquecidos en materia orgánica marina, además de encontrar una edad entre el Cenomaniano-Turoniano realizado el fechamiento por datos bioestratigráficos y radiométricos, así como también se registró la presencia de condiciones redox por un análisis integral de facies sedimentarias.

La Fm. Agua Nueva reposa sobre la Fm. El Abra en la fase pre-arrecifales y aunque por mucho tiempo estuvo en disputa si difería o no respecto a la similitud que tiene con la Fm. San Felipe, finalmente se afirma que se encuentra debajo de ésta (Palomino, 2008), debido a las características presentes en las rocas por el fenómeno regresivo de las aguas marinas (Echánove Echánove, 1986).

La Fm. Agua Nueva en la zona de Xilitla, San Luis Potosí tiene un espesor de 150 a 175 m. Su importancia es como roca generadora de hidrocarburos en el Cretácico junto con las formaciones Taraises y La Peña (Piña Arce y López Palomino, 2007; Echánove Echánove, 1986).

Forma parte del Sector Valles. Segmento de la cadena plegada de la Sierra Madre Oriental, abarcando los límites aproximados de Ciudad Victoria, Tamaulipas y Xilitla en San Luis Potosí (Eguiluz de Antuñano *et al.* 2000).

4.2.3 Importancia

El conocimiento de las características que definen a las formaciones Pimienta y Agua Nueva, facilitan el entendimiento de los procesos geológicos que dieron lugar a todo el complejo sistema que ahora se observa. Estas formaciones han sido citadas en diversas investigaciones como un paquete de rocas de importancia para la generación de hidrocarburos que forman parte de una de las principales cuencas sedimentarias en México (González García y Holguín Quiñonez, 1992; Eguiluz de Antuñano et al. 2000).

Las investigaciones elaboradas por varios autores a lo largo de los años con diferentes enfoques, permiten correlaciones con otras unidades de rocas, con la finalidad de obtener la naturaleza estricta de la riqueza orgánica, las condiciones térmicas y su participación en el proceso de formación de los yacimientos de importancia económica. Estas condicionantes permiten la definición de las fases de la génesis y proceso de transformación de la materia orgánica de las formaciones, reforzando la hipótesis ya comprobada por otros autores como Núñez Useche, et al. (2019), Cacho Alfaro (2016), Blanco Piñón et al. (2005, 2008, 2011).

La información estratigráfica permite integrar la mayor parte de datos que permiten conocer el comportamiento geológico, mecánico y biológico de las rocas durante su deformación. Hoy se sabe que las principales rocas almacén son areniscas del Mioceno, calizas del Kimmeridgiano y del Cretácico Superior-Paleoceno y que las rocas fuente de los hidrocarburos son principalmente las lutitas del Tithoniano (González García y Holguín Quiñonez, 1992).

Capítulo 5. Metodología

5.1 Geoquímica Orgánica

Para la extracción de la materia orgánica de las muestras pertenecientes a las Formaciones Pimienta y Agua Nueva, se analizaron al final del proyecto un total de 14 muestras, 7 representativas de la zona de Ameca, Hidalgo y 7 representativas de la zona de Xilitla, San Luis Potosí. La técnica de extracción y preparación de las muestras se realizó en el Laboratorio de Geoquímica en el área académica de Ciencias de la Tierra en la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

Como parte de una de las fases de este método experimental se comienza con el tratamiento de limpieza de las muestras seleccionadas, esto debido a la manipulación, extracción y envío de las mismas. Fueron desinfectadas cada una de las muestras con agua, jabón (libre de fosfatos), agua destilada y acetona (calidad HPLC), con la finalidad de eliminar restos de materia orgánica no pertenecientes a las muestras de estudio (tales como tintas de marcador o cremas corporales por ejemplificar algunos casos). Terminada la limpieza y secado normal de las muestras, se conservaron en papel aluminio para mantener su hermeticidad hasta el proceso de obtención de bitumen.

Para la recuperación de datos e implementación de la técnica, las muestras fueron trituradas y pulverizadas en un mortero de ágata marca Fritsch® (modelo Pulverisette 2) hasta lograr un polvo muy fino. Cada una de éstas fue pesada en su totalidad con ayuda de una balanza analítica marca Adam®, para determinar el peso de las muestras y así poder establecer una relación entre el peso de la muestra y el volumen de solvente a utilizar para cada proceso. Finalmente, fueron colocadas en matraces de bola de fondo plano o matraz Florencia de 1000 mL, donde se le adiciona la cantidad de disolvente en función del peso. Cada uno de los matraces fue identificado con el número de la muestra y el disolvente a utilizar en cada proceso. Los valores se presentan en las Tablas 2 y 3.

Tabla 2. Muestras de la Formación Pimienta. Resultados del peso de cada muestra y la cantidad de disolvente a utilizar en la experimentación por cada una.

Muestra	*Peso de papel aluminio (Peso de control)	Peso de muestra	Cantidad de Solvente 1 : 3.5 (Peso: Volumen)
AME-5	0.7344	40.3824	141.3384
AME-10	0.7062	54.6397	191.2389
AME-13	0.7927	44.1287	154.4504
AME-16	0.6426	66.3153	232.1035
AME-23	0.6385	52.0022	182.0077
AME-24	1.0545	58.1147	203.4014
AME-25	0.9880	92.4467	323.5634

Tabla 3. Muestras de la Formación Agua Nueva. Resultados del peso de cada muestra y la cantidad de disolvente a utilizar en la experimentación por cada una.

	*Peso de papel aluminio (Peso de control)	Peso de muestra	Cantidad de Solvente 1 : 3.5 (Peso: Volumen)
104	0.7746	93.9094	328.6829

105	1.0654	50.4896	176.7136
123	1.8024	126.2868	442.0038
134	1.0074	65.7595	230.1932
141	0.9607	53.7370	188.0795
158	1.8685	167.6139	586.6486
160-B	1.1117	81.1484	284.0194

Durante todo el proceso de esta secuencia se utilizaron 5 disolventes en total, de menor a mayor polaridad en la siguiente forma: hexano (C_6H_{14}), diclorometano (CH_2Cl_2), acetato de etilo ($C_4H_8O_2$), cloroformo ($CHCl_3$) y metanol (CH_3OH) en una proporción 1:3.5 (peso-volumen), cada uno de estos de calidad HPLC para abarcar un amplio rango de polaridad y así mejorar los resultados discriminando impurezas propias del material utilizado (Anexo 1).

Como parte de la técnica de Extracción Secuencial Termorregulada (Flores Castro et al. (2011) (Figura 11), el sistema fue preparado con cada una de sus partes que la componen: sistema refrigerante, compresor (permite el enfriamiento constante del líquido), mantillas (se mantuvieron a una temperatura constante y cambiante para cada una de las muestras y ciclos, sin permitir la ebullición vigorosa) y la bomba peristáltica (permite la movilidad del líquido refrigerante por el sistema). La dinámica funcional de este proceso consiste en someter la muestra en maceración con cada uno de los disolventes a una temperatura tal, que permita su ebullición-evaporación, y en contacto con el sistema refrigerante permita su precipitación instantánea, siendo un proceso continuo de circulación o conexión de los componentes de la muestra, evitando la pérdida de disolvente y material del mismo. El proceso tuvo una duración de 50 horas continuas para cada uno de los solventes, transcurridas las cuales, se apagaron las mantillas y se dejó enfriar la muestra de manera normal. Terminado el proceso y el enfriamiento de las muestras, se filtró el líquido resultante del contacto entre la muestra y el disolvente mediante embudos de vidrio de tallo largo, previamente lavados y desinfectados, con uso de capas de papel filtro (ultrafino) que permitían la

separación del disolvente de los sedimentos que estaban combinados. El sedimento que llegaba a salir del matraz se dejaba secar para volver al matraz original y el disolvente se vertía en matraces previamente desinfectados e identificados para continuar el proceso.



Figura 11. Sistema completo que permite la extracción de la materia orgánica soluble en función de la técnica de Extracción Secuencial Termorregulada de Flores Castro et al. (2011). Fotografía tomada durante el proceso de extracción por Severiano Osorio Andrade el día 11 de agosto del 2022.

El extracto obtenido a partir de la filtración fue instalado en un Rotavapor (Marca Büchi R-250 con baño termostato B-490), con agua a temperatura constante de 40° C en donde se extrajo el solvente casi en su totalidad, a presión y temperaturas adecuadas para permitir la evaporación de la materia principal del matraz, dejando solamente un concentrado de aproximadamente 1-2 ml que se vertió en los viales (previamente pesados y etiquetados) con el uso de pipetas Pasteur. Para permitir la evaporación completa del sobrante se dejaron en oscuridad, cubiertos por un algodón y papel aluminio, esperando el tiempo necesario para el secado del sobrante y así obtener cantidades

muy pequeñas de los extractos, de un peso aproximado menor a >0.100 g. Terminada la evaporación, cada uno de los viales se pesó, cerró y guardó en oscuridad nuevamente, listos para los análisis (Anexo 2).

5.2 Métodos de Análisis

5.2.1 Resonancia Magnética Nuclear (RMN)

La muestra AME-5 de la Formación Pimienta y la muestra 104 de la Formación Agua Nueva se sometieron a Resonancia Magnética Nuclear (RMN) en un equipo Bruker® Ascend 400 (Figura 12), operando a 400 MHz para el núcleo de protón ($^1\text{H}^+$) en el Área Académica de Química en la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Los extractos de hexano (Hex), diclorometano (CH_2Cl_2), cloroformo (CHCl_3) y acetato de etilo (AcOEt) se solubilizan en cloroformo deuterado (CDCl_3).



Figura 12. Equipo de Resonancia Magnética Nuclear Bruker® Ascend 400 en donde fueron analizadas las muestras AME-5 y 104 en el Área Académica de Química en la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

5.2.2 Cromatografía de gases - masa (CG-MS)

Los biomarcadores contenidos en los extractos de las muestras AME-13 y AME-25 de la Formación Pimienta y las muestras 123 y 141 de la Formación Agua Nueva fueron caracterizados mediante cromatografía de gases-masa en las tres fracciones de polaridad con un equipo Agilent 8860 interconectado con un detector selectivo de masas de un solo eje Agilent 5977 BCE. Para el funcionamiento en el proceso, la temperatura del horno de GC se programó de la siguiente manera: inyección a 50 °C y mantenimiento durante 1,5 min, rampa de 20 °C min a 160 °C (mantenimiento isotérmico de 5 min) y rampa de 5 °C min a 315 °C (mantenimiento isotérmico durante 10 minutos). Las temperaturas del inyector, la línea de transferencia y la fuente de MS se establecieron en 290 °C, 300 °C y 230 °C, respectivamente, y la fuente funcionó a 70 eV.

Los compuestos orgánicos se identificaron con base en la comparación de espectros de masas con materiales de referencia, y se cuantificaron con base en factores de respuesta de estándares representativos de n-alcanos (C10 a C40), ésteres metílicos de ácidos grasos o FAME (Cg a C24) y m. - alcanos (C4, C6, C1 y Co). Se ejecutaron espacios en blanco procesales para monitorear las interferencias de fondo. Todos los productos químicos y estándares son de Sigma Aldrich (San Louis, Missouri, EE. UU.). La recuperación de los estándares internos se determinó en 71 ± 16 %. De cada una de las muestras se obtuvieron los espectros correspondientes para su interpretación.

Capítulo 6. Resultados y Discusión

La materia orgánica presente en sedimentos para diferentes ambientes es producto de la actividad biológica que desarrollan los organismos como parte de sus funciones básicas, y su acumulación es preferentemente favorable en ambientes de cuencas marinas, márgenes continentales y ambientes lacustres. La preservación de esta materia orgánica depende de los procesos diagenéticos, transformaciones químicas y biológicas asociadas a su vez con las condiciones del medio. La caracterización en general permite conocer la naturaleza de los aportes orgánicos en los sedimentos, sus características deposicionales y sobre todo el grado de maduración térmica de los mismos (Albaigés y Grimalt, 1987).

Los biomarcadores conservan información poco o nulumamente modificada de organismos precursores o de procesos de transformación biológica. Procesos como la eliminación de grupos funcionales, las isomerizaciones y las aromatizaciones permiten evaluar la maduración térmica de los sedimentos, considerando su depósito en las cuencas y la relación que guarda la presión y temperatura en los procesos de maduración de MO, mediada por la actividad biológica presente (Albaigés y Grimalt, 1987).

La fracción lipídica en los sedimentos es una de las partes mayormente estudiadas por la abundancia de estas moléculas en los seres vivos. Los lípidos forman parte de algunos organelos como membranas: son importantes en las cutículas y esporas. Otra ventaja de estudiar a estas moléculas es por su baja solubilidad en agua (Albaigés y Grimalt, 1987).

Para la reconstrucción paleoambiental es ineludible relacionar la composición química de la materia orgánica fósil contenida en sedimentos y las condiciones ambientales en las cuales se desarrollaron estos organismos, hablando desde la existencia de un organismo predecesor, hasta un posible retrabajo bacteriano después de que la materia orgánica fuera depositada en el sedimento (Albaigés y Grimalt, 1987).

Una diferencia importante entre la madurez de la roca madre determinada mediante biomarcadores y la madurez obtenida mediante análisis de kerógeno, es que el kerógeno es inmovil. Por lo tanto, su madurez coincide con la de la roca o sedimento en el que se encuentra. Por otro lado, los biomarcadores en la fracción del bitumen de rocas y sedimentos se utilizan como

indicadores de madurez, con la certeza de que el material es autóctono, pudiendo determinar su posible origen o contaminación por migración.

6.1 Resonancia Magnética Nuclear

Para este estudio se analizaron dos muestras: AME-5 de la Formación Pimienta y 104 de la Formación Agua Nueva. Las condiciones del estudio se mencionan en el apartado de Métodos de Análisis, para la obtención de los registros de resonancia de los núcleos o FID's.

El decaimiento por inducción libre (FID por sus siglas en inglés), son registros que detectan las señales de resonancia de los núcleos, estos pasan por un tratamiento matemático basado en la Transformada de Fourier (TF) para convertir los datos en un dominio de tiempo en un gráfico de frecuencias, que son los que se interpretan en este estudio (García González et al., 2022). En estos se observan las señales de los compuestos característicos del espectro de RMN, en ppm como unidad de medida.

Cada FID se determinó con 64 scans ($\approx$ 6 minutos de colección). Un espectro “normal” se determina con 16 scans (1 minuto de colección). Estos fueron procesados con el programa MestReNova 6.0 e interpretados con la ayuda del Dr. Martín Torres Valencia, investigador y profesor del Área Académica de Química de la UAEH.

El completo análisis de la presencia de grupos funcionales se abordará en los resultados de CG-EM. En este apartado únicamente se mencionan los grupos presentes para cada muestra de un solvente específico.

En cada una de las muestras se hacen presentes señales que fungen como parámetros en el estudio de RMN.

- Señal remanente del CDCl_3 : el compuesto químico CDCl_3 se llama Cloroformo Deuterado. Es un compuesto orgánico que se utiliza como disolvente en la espectroscopia de RMN para muestras no metánolicas. Esta señal se hace presente en valores de 7.26, aproximadamente, por lo que su presencia únicamente señala el uso de este solvente.

- Señal remanente del DMSO: Para el caso de muestras que se trabajaron con metanol, se utilizó DMSO como disolvente, se denomina dimetilsulfóxido deuterado y tiene la misma función que el CDCl_3 .
- TMS: Es un compuesto líquido que se utiliza como referencia universal para análisis de RMN. Proporciona una única señal en el espectro y su uso no interfiere con los solventes.

De igual manera se hacen presentes señales de agua, posiblemente asociado como impureza implantada durante el proceso de extracción.

6.1.1 Muestra AME-5

Para esta muestra, se obtuvieron los espectros asociados con los siguientes solventes: diclorometano (Figura 13), acetato de etilo (Figura 14) y metanol (Figura 15), los cuales permiten distinguir los principales grupos presentes en la muestra de estudio que cada solvente que se obtuvieron a partir de su extracción por las propiedades polares de los solventes.

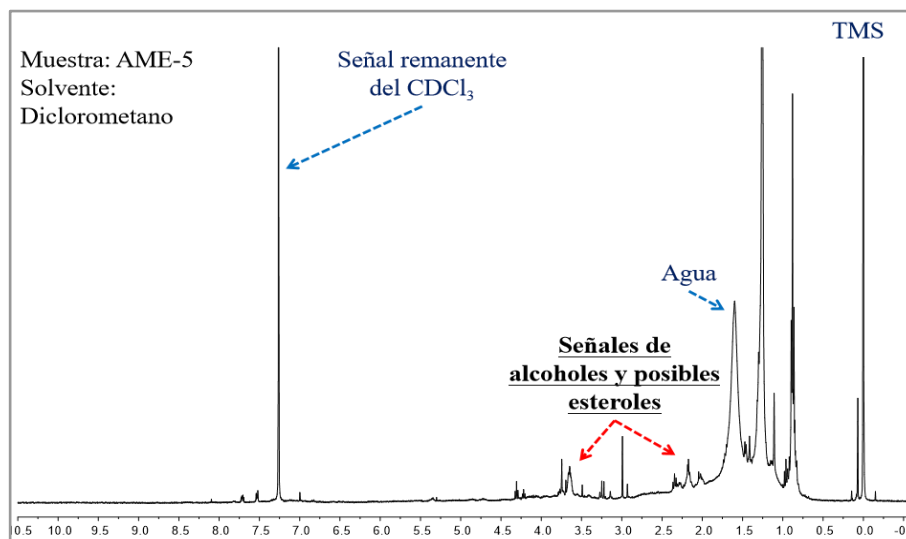


Figura 13. Espectro resultante del análisis de extractos por RMN ^1H , para la muestra AME-5 con diclorometano como solvente.

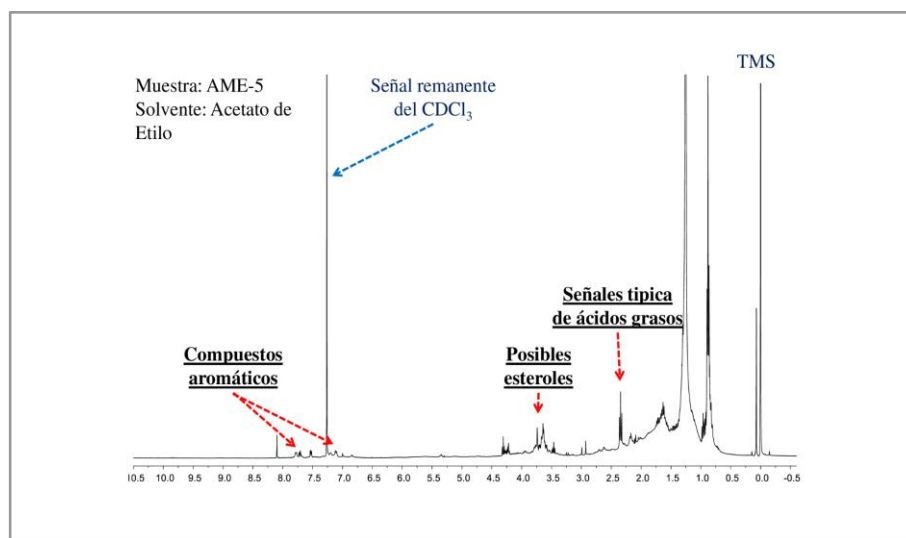


Figura 14. Espectro resultante del análisis de extractos por RMN ^1H , para la muestra AME-5 con acetato de etilo como solvente.

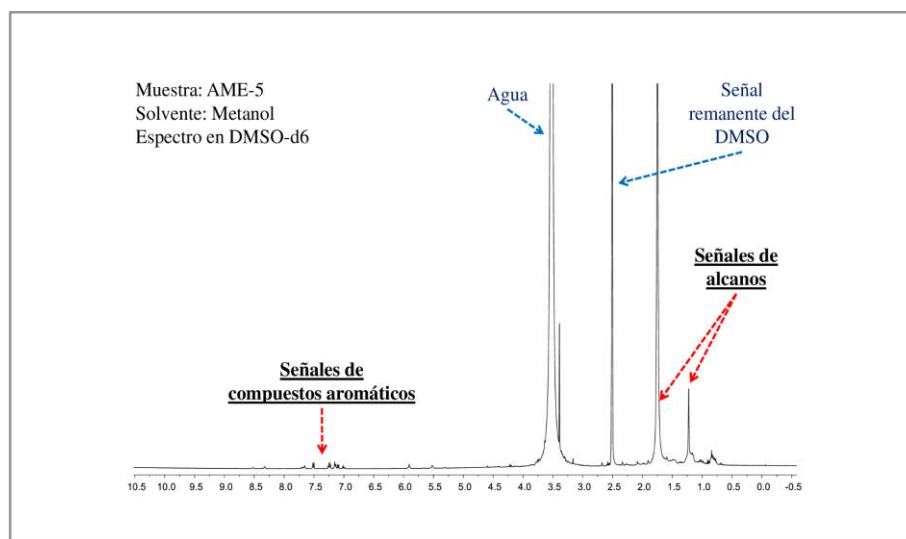


Figura 15. Espectro resultante del análisis de extractos por RMN ^1H , para la muestra AME-5 con metanol como solvente.

El diclorometano permitió evidenciar señales de alcoholes y posibles esteroides. El acetato de etilo también mostró esteroides, reveló compuestos aromáticos y ácidos grasos, al igual que el metanol. Para cada extracto estudiado, se hace evidente la presencia de alcanos que aparecen en un rango de 1 a 2 ppm en el espectro.

6.1.2 Muestra 104

Para esta muestra, se obtuvieron los espectros asociados con los siguientes solventes: hexano (Figura 16), diclorometano (Figura 17), cloroformo (Figura 18) y metanol (Figura 19). Cada disolvente permitió extraer la señal típica de ciertos compuestos químicos, mencionados a continuación.

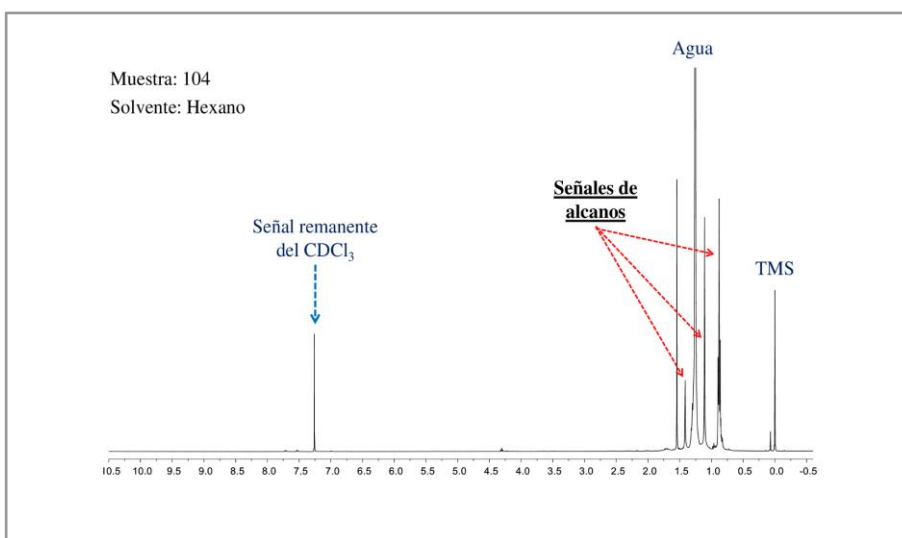


Figura 16. Espectro resultante del análisis de extractos por RMN ^1H , para la muestra 104 con hexano como solvente.

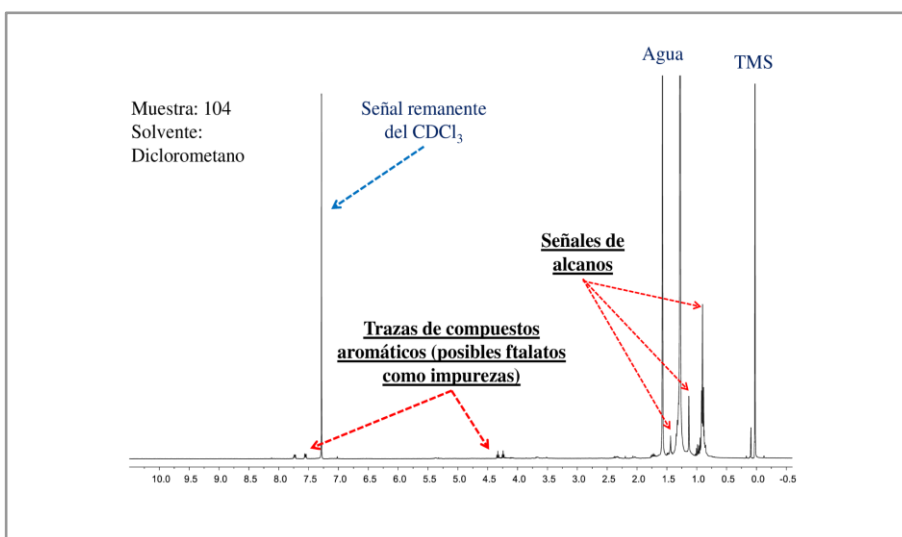


Figura 17. Espectro resultante del análisis de extractos por RMN ^1H , para la muestra 104 con diclorometano como solvente.

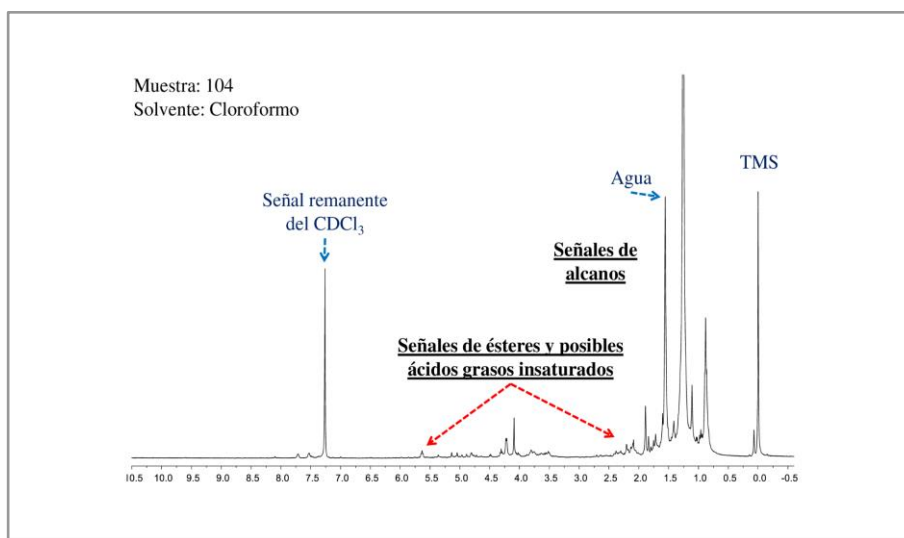


Figura 18. Espectro resultante del análisis de extractos por RMN ^1H , para la muestra 104 con cloroformo como solvente.

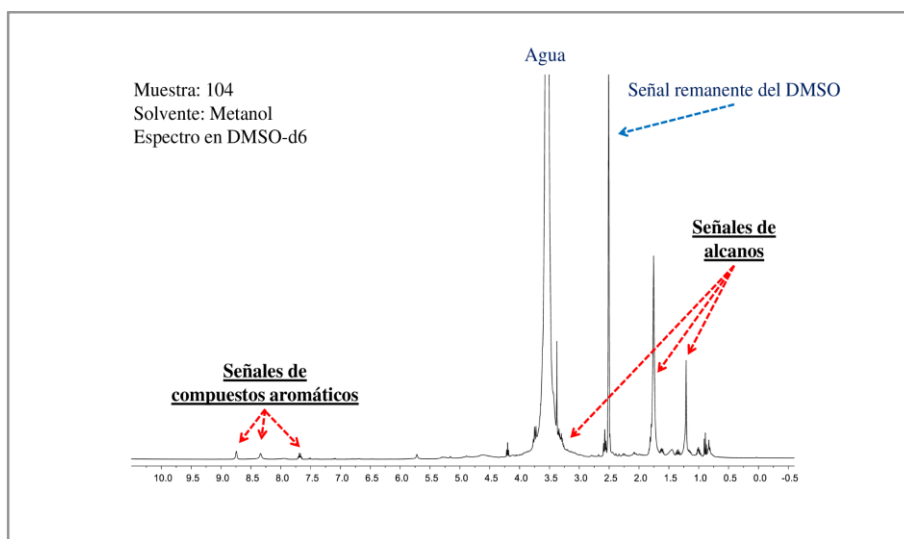


Figura 19. Espectro resultante del análisis de extractos por RMN ^1H , para la muestra 104 con metanol como solvente.

Los solventes expusieron distintas señales en esta muestra, evidenciando a los alcanos como el principal grupo de compuestos que se encuentra en todos los espectros con distintos solventes. El diclorometano y el metanol mostraron señales de compuestos aromáticos, mientras que en el cloroformo se observan ésteres y posibles ácidos grasos insaturados.

6.2 Cromatografía de gases - espectrometría de masas

Para este estudio se analizaron dos muestras de cada formación (Tabla 4) y los resultados obtenidos se consideran como evidencia de las condiciones paleoambientales de las zonas de estudio.

Tabla 4. *Muestras analizadas por CG-EM para cada formación.*

Formación	Nombre de la muestras	
Pimienta (Jurásico Superior)	AME-13	AME-15
Agua Nueva (Cretácico Superior)	123	141

6.2.1 Alcanos normales (*n*-alcanos, *n*-parafinas)

Para el grupo de alcanos en las muestras representativas de las formaciones, los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 5. Con este grupo de valores se realizan diagramas de columnas (Figura 20, 21) para cada una de las muestras, lo que permite conocer la distribución que tienen en los distintos rangos de números de alcanos.

Tabla 5. *Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de alcanos normales.*

	MUESTRAS			
	AME-13	AME-25	123	141
13	0	0.0278	0	0
14	0	0.0655	0	0
15	0.0057	0.1183	0	0

16	0.0394	0.1541	0	0
17	0.0551	0.1169	0.0009	0.0202
18	0.0668	0.1306	0.0091	0.0584
19	0.0459	0.1004	0.0195	0.0527
20	0.0609	0.1753	0.0223	0.0969
21	0.1224	0.1297	0.0557	0.1965
22	0.2612	0.4069	0.1883	0.4925
23	0.4875	0.8121	0.3822	0.9794
24	0.8032	1.2776	0.6045	1.5648
25	1.0528	1.7202	0.7634	1.9703
26	1.2477	1.9714	0.8883	2.3165
27	1.3271	2.2505	1.0106	2.4811
28	1.2915	2.1593	0.9564	2.4533
29	1.0869	1.8736	0.8777	2.0769
30	0.8688	1.4930	0.6132	1.5301

31	0.8225	1.5638	0.6097	1.4975
32	0.6336	1.3798	0.4648	1.1645
33	0.4635	0.9281	0.3269	0.8299
34	0.3145	0.5164	0.2096	0.5181
35	0.2128	0.3426	0.0919	0.2900
36	0.1417	0.1709	0.0593	0.1445
37	0.0779	0.1041	0.0354	0.0690
38	0.0507	0.0631	0.0189	0.0527
39	0.0250	0.0370	0.0128	0.0472
40	0	0.0237	0.0085	0.0122
41	0	0.0154	0.0059	0.0182

Para las muestras AME-13 (Figura 20), 123 y 141 (Figura 21), los n-alcanos se presentan sin una predominancia par / impar, más bien, esta distribución tiende a mostrar un incremento y un descenso de los valores de manera normal (en el rango estadístico) o unimodal.

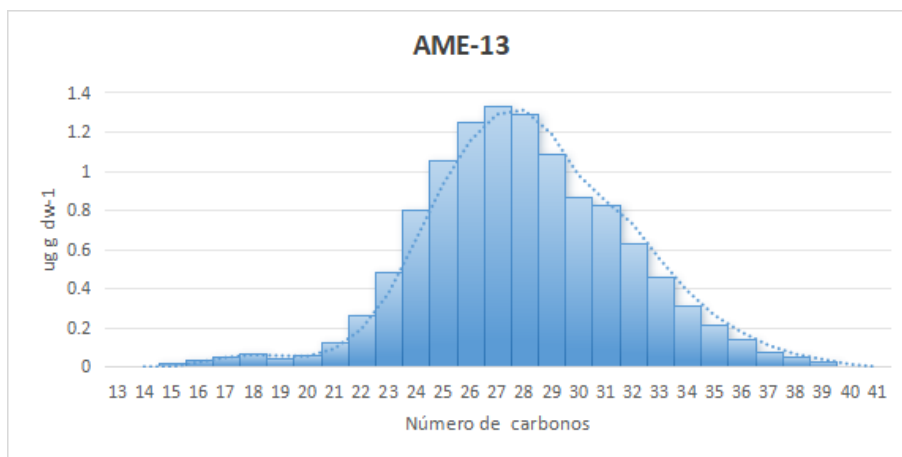


Figura 20. Diagrama de barras obtenido del análisis de alcanos identificados por CG-MS de la Formación Pimienta en la muestra AME-13.

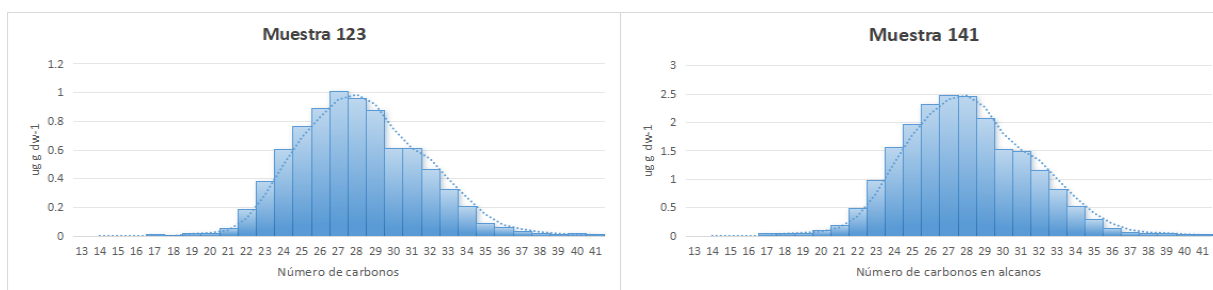


Figura 21. Diagrama de barras obtenido del análisis de alcanos identificados por CG-MS de la Formación Agua Nueva en las muestras 123 y 141.

Los alcanos normales son componentes traza de los lípidos biológicos y su aplicación común es para inferir la fuente del material orgánico y el entorno deposicional de la roca madre (González Vila, 1995). Los alcanos no son propios del medio acuático, estos tienen un origen natural que se generan desde una gran cantidad de fuentes, principalmente biológicas (directo o indirecto) y como clase, son químicamente resistentes, inertes y estables, lo que posibilita su identificación en sedimentos o rocas de ambientes lacustres o marinos. Algunas condiciones del medio, como las bajas temperaturas, y el bajo contenido de oxígeno retardan la degradación de estos componentes alargando, así, el tiempo de vida útil para su posterior estudio. (Brassell et al., 1978).

Bray y Evans (1961) estudiaron las distribuciones de n-alcanos de sedimentos recientes, sedimentos antiguos y petróleos crudos, lo que les permitió comparar las concentraciones de

alcanos normales para cada tipo de elemento (Figura 22). De acuerdo con estos autores, una nula preferencia por moléculas de números impares/pares de átomos de carbono se relaciona directamente con la presencia de petróleo crudo de aporte no marino (Didyk et al., 1978).

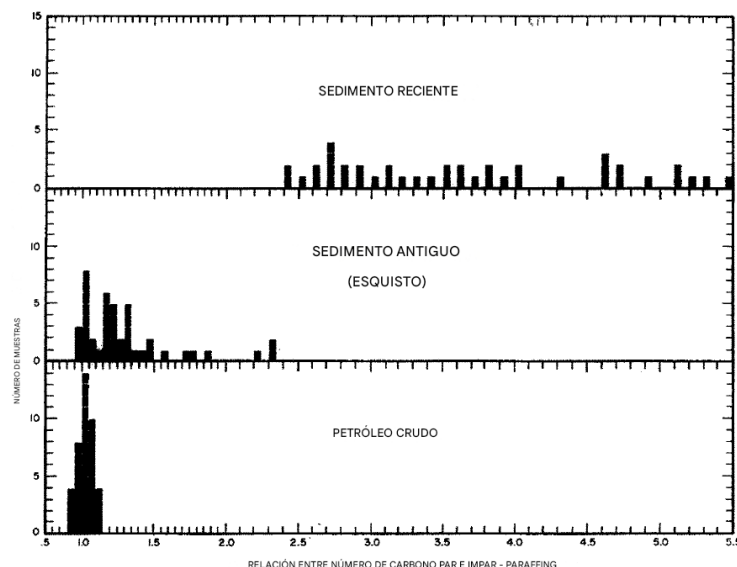


Figura 22. Distribución de *n*-alcanos en muestras de sedimentos recientes, sedimentos antiguos y aceites crudos. Obtenido literalmente de Bray y Evans (1961).

La distribución de las concentraciones de *n*-alcanos para las muestras AME-13 (Figura 20), 123 y 141 (Figura 21) son propias de petróleo crudo, generando la posibilidad de tener este producto en las muestras de roca sedimentaria estudiadas. Estas proporciones se hacen evidentes por la adición de hidrocarburos similares al petróleo, ya sea por migración o por generación de este en el mismo lugar. Los hidrocarburos aportan alcanos, mezclados con el material original y cambiando la distribución de las proporciones de carbonos pares e impares naturalmente observadas en una muestra común de sedimentos antiguos en el momento del depósito (Bray y Evans, 1961). Regularmente los crudos asociados con aportes no marinos tienen un mayor contenido de alcanos de cadena larga, por el alto contenido de ceras que las plantas pudieron aportar al sedimento porque biosintetizan alcanos de la misma longitud de cadena que poseen (Didyk et al., 1978).

Las características del tipo de roca (predominio de alcanos de alto peso molecular, y la distribución típica de un petróleo crudo), exhibe que la roca no ha generado suficientes

hidrocarburos para formar una mezcla compleja de petróleo y ser una capa generadora. Este criterio podría delimitar la ubicación de “capas fuente” de hidrocarburo para distintas zonas de estudio (Bray y Evans, 1961).

En la muestra AME-25 (Figura 23) existe una distribución en el gráfico donde se observan dos fases o picos, mostrando una distribución bimodal y presentando un predominio de alcanos impares, por los valores más altos referenciados. El compuesto más abundante para el primer modo se observa en C₂₇ siendo esta la concentración más alta en todo el diagrama; el segundo modo está dominado por el alcano normal C₃₁, con una concentración menor.

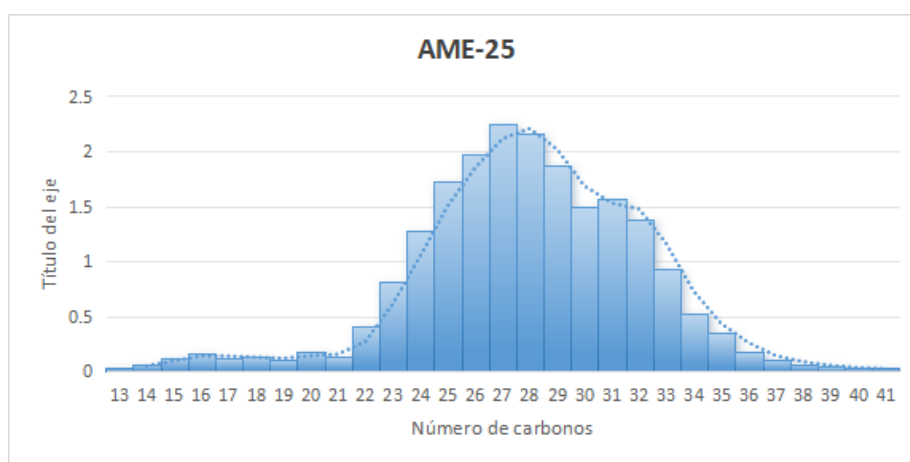


Figura 23. Diagrama de barras obtenido del análisis de alcanos identificados por CG-MS de la Formación Pimienta en la muestra AME-25.

El predominio de los valores C₂₇ y C₃₁ en las concentraciones de alcanos normales para la muestra AME-25 se asocia principalmente con aportes de ceras de plantas superiores terrestres (Michael y Peters, 1993) de distinta longitud de cadena (Kening, Simons y Anderson, 2001), lo que permite considerar una mezcla de ambos tipos de material en los sedimentos durante su depósito.

El predominio de los n-alcanos con número de carbonos impares, para muestras comunes de sedimentos antiguos, indican aportes de tipo algal y de ceras de plantas superiores (Philp, 1985), por lo que su presencia es típica en sedimentos lacustres o de plataforma continental. Por otra parte, el predominio de n-alcanos con números pares de átomos de carbono (generados preferencialmente entre 200 y 300°C), reflejan aportes bacterianos directos en ambientes de agua dulce o salada, o bien en ambientes hipersalinos en los que se han desarrollado bacterias

anaeróbicas (Albaigés y Grimalt, 1987; Mitterer et al., 1988). Para casos específicos, varios autores delimitan rangos de predominancia de alcanos, de acuerdo con el tipo de organismos y un posible ambiente (Tabla 1).

Sutilmente los valores de los alcanos C₂₇, C₂₉ y C₃₁ se hacen evidentes en todas las muestras (considerando sus proporciones con respecto a los demás valores y la distribución de alcanos típico de aceites crudos) lo que posibilita considerar un enmascaramiento del origen de la roca, como de tipo terrestre por plantas superiores. Con el aumento del metamorfismo ocurren cambios en la distribución de hidrocarburos provenientes de ceras de plantas. La madurez y los procesos de degradación pueden influir en la distribución de los alcanos. A medida que aumenta la madurez, disminuye el predominio de n-alcanos pares/impares o impares/pares. La degradación bacteriana de los crudos provoca la eliminación progresiva de los alcanos comenzando por los homólogos de bajo peso molecular (Gonzalez Vila, 1995).

Los paleoambientes deposicionales de sedimentos y rocas madre que generan petróleos no marinos se definen como deltaicos porque se espera una mayor contribución de materia orgánica de origen terrestre (Didyk et al., 1978).

6.2.1.1 Índice de longitud media de cadena (ACL)

El índice de Longitud Media de Cadena o ACL por sus siglas en inglés (Average Chain Length), es uno de los parámetros que se basa en la cantidad de n-alcanos disponibles en las muestras (De Mahiques, *et al.*, 2017), y es utilizado como un indicador del aporte de MO a los sedimentos bajo la distribución de cadenas de carbono calculadas en los alcanos. Este valor se puede obtener con la siguiente fórmula:

$$ACL = \frac{\sum[Ci] * i}{\sum[Ci]}$$

donde Ci = número del n-alcano con un número i de carbonos y describe el número promedio de átomos de carbono por molécula en función de la abundancia de n-alcanos vegetales superiores con número impar de carbonos. En los resultados de ambas formaciones, el valor obtenido es de 28, para cada una de las muestras.

Los valores de ACL pueden variar desde 20 hasta 30 unidades o más, dependiendo del tipo de compuesto orgánico del entorno en el que se forman las rocas. Un valor de ACL bajo es de 20-24 unidades y puede indicar una fuente de materia orgánica principalmente acuática (como algas y bacterias), un valor de ACL medio o moderado es de 24-28 que da indicios de fuentes de materia orgánica mixta, con contribuciones de fuentes terrestres y acuáticas; y un valor de ACL alto >28 indica completamente fuentes de materia orgánica terrestre, como de plantas o suelos.

De Mahiques, et al., 2017, establece que si los valores de ACL se encuentran entre 25 y 33 representan una mayor contribución de plantas terrestres.

Es claro que los resultados de las muestras de ambas formaciones representan aportes mayormente terrígenos, de plantas superiores terrestres, que, en conjunto con otros índices, genera la confiabilidad de estos resultados.

De acuerdo con El Nemr *et al.* (2016) este valor también puede ser utilizado para la identificación de los cambios ambientales en un sistema, considerando los valores constantes para la determinación de modificaciones ambientales ocurridas. Esto se sustenta en estudios actuales que muestran que los valores de ACL podrían ser un indicador cualitativo de cambios de temperatura en estudios paleoclimáticos, considerando que el cambio climático permite la variación de especies vegetales y como resultado un cambio en la fuente orgánica (Li, 2020).

6.2.1.2 Índice de preferencia de carbonos (IPC)

El Índice de Preferencia de Carbonos o CPI, por sus siglas en inglés (Carbon Preference Index) es la proporción de las longitudes de carbonos en alcanos y representa el predominio de n-alcanos pares o impares como posibles contribuciones de las plantas terrestres a los sedimentos y rocas madre (Bianchi y Canuel, 2011).

Los valores obtenidos en el análisis de las muestras, se observan en la Tabla 6.

Tabla 6. Valores obtenidos de IPC para ambas muestras de la Fm. Pimienta y Fm. Agua Nueva.

	MUESTRAS			
	Formación Pimienta		Formación Agua Nueva	
Índice	AME-13	AME-25	123	141
IPC (25-33)	1.04	1.06	1.08	1.05

Este valor puede ser obtenido al seguir fórmulas establecidas por distintos autores de acuerdo a los alcanos disponibles en distintas muestras. Para este estudio se utilizó la fórmula según Bray y Evans (1961) la cual se utilizó para las muestras de ambas formaciones.

$$IPC = \frac{I (C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33})}{2 (C_{24} + C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32})} + \frac{(C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33})}{(C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32} + C_{34})}$$

De acuerdo con Philp (1985) y Hjulstrom e Isaksson (2008), este parámetro se ha utilizado para obtener información sobre la madurez relativa de aceites y extractos. Para este caso, cuando el valor de $IPC = 1$ o $IPC \rightarrow 1$, se tiene una distribución de n-alcanos de un petróleo típico, por el avance de la diagénesis, ya que suele acercarse a 1 con el aumento de la madurez; sin embargo, también se ha usado ampliamente para diferenciar la fuente de los n-alcanos de forma natural, así como pistas de su origen (Bray y Evans, 1961), dado que las plantas superiores sintetizan hidrocarburos con un fuerte predominio de n-alcanos impares sobre pares (Bianchi y Canuel, 2011).

Para las muestras en ambas formaciones, los valores de IPC son ligeramente superiores a 1, este valor es característico de petróleos crudos, posibilitando la existencia de aceite crudo en las muestras, ya que contienen n-alcanos pesados que se distribuyen casi por igual en las moléculas que contienen números pares e impares de átomos de carbono (Bray y Evans, 1961).

La relación que guardan las concentraciones de alcanos específicos con este índice, permite conocer también algunos puntos clave, por ejemplo, Brooks y Smith (1967) relacionan el aumento de las concentraciones de alcanos C29 y C31 con la disminución del valor de ICP. También Mitterer *et al.* (1988) relacionan la desaparición gradual de alcanos pares, convirtiéndose a impares

por encima de los 300°C, mientras el valor de IPC se aproxima a la unidad. Bajo este criterio podría deducirse también que las temperaturas de formación de alcanos para las muestras de estudio sobrepasaban los 300°C de temperatura para formar los productos que la roca posee.

6.2.1.3 Relación terrígena/acuática (TAR).

La relación terrígena/acuática o TAR (por sus siglas en inglés Terrigenous/Aquatic Ratio) se basa en el resultado de la proporción entre los valores predominantes de alcanos para ambientes acuáticos ($n\text{-}C_{15}$, $n\text{-}C_{17}$ y $n\text{-}C_{19}$), y los valores predominantes de alcanos de ambientes terrestres ($n\text{-}C_{27}$, $n\text{-}C_{29}$ y $n\text{-}C_{31}$), para cuantificar la materia orgánica algal frente a la terrestre para evaluar la importancia de los diferentes tipos de aportes (El Nemr *et al.*, 2016), dado que las fuentes acuáticas de materia orgánica suelen estar dominadas por alcanos de cadena corta por organismo como algas y bacterias, mientras que el aporte de plantas vasculares terrígenas se caracterizan por alcanos de cadena larga (Bianchi y Canuel, 2011). Se desarrolla bajo la siguiente fórmula:

$$TAR = \frac{\sum C_{27+29+31}}{\sum C_{15+17+19}}$$

Para los valores en las muestras estudiadas de ambas formaciones, se utiliza la sumatoria de los alcanos $n\text{-}C_{15}$, $n\text{-}C_{17}$ y $n\text{-}C_{19}$, y de los alcanos $n\text{-}C_{27}$, $n\text{-}C_{29}$ y $n\text{-}C_{31}$ para permitir la comparación de ambos valores por muestra (Tabla 7) y permitir el análisis de los mismos.

Tabla 7. Comparación entre los valores obtenidos de la suma de $n\text{-}C_{15}$, $n\text{-}C_{17}$ y $n\text{-}C_{19}$ en representación de ambientes acuáticos y $n\text{-}C_{27}$, $n\text{-}C_{29}$ y $n\text{-}C_{31}$ para ambientes terrestres, en las muestras de las Formaciones Pimienta y Agua Nueva y el valor de TAR.

Σ de n-alcanos	Muestras			
	Fm. Pimienta AME-13	Fm. Pimienta AME-25	Fm. A. Nueva 123	Fm. A. Nueva 141
$\Sigma n\text{-}C_{15}, n\text{-}C_{17}$ y $n\text{-}C_{19}$	0.1	0.3	0.0	0.1

$\Sigma n - C_{27}, n - C_{29}$ y $n - C_{31}$	3,2	5.7	2.5	6.1
TAR	30.3	16.9	122.4	83.1

Cuando la proporción de $TAR > 1$ predomina la contribución de plantas vasculares derivadas de la cuenca, mientras que un valor de $TAR < 1$ refleja un predominio de hidrocarburos de origen acuático (Bianchi y Canuel, 2011).

Se hace evidente que los valores de las muestras superan por mucho los estándares de una proporción de TAR con tendencia a uno. Cada una evidencia un fuerte aporte de plantas superiores terrestres como parte de algún proceso de meteorización y transporte de la materia orgánica a las cuencas de depósito, considerando a las muestras de la formación Agua Nueva como un nicho de aporte de material vegetal alóctono.

6.2.1.4 Relación pristano/fitano (Pr/Ph)

El pristano (Pr / C_{15} / 2,6,10,14-tetrametilpentadecano) y el fitano (Ph / C_{19} / 2,6,10,14-tetrametilhexadecano) son diterpenos (Mair, 1964) que forman parte del grupo de los isoprenoides regulares (se definen como moléculas acíclicas, ramificadas y saturadas con un grupo metilo cada cuatro átomos de carbono, independientemente del número total de átomos de carbono), en donde la diferencia entre cada uno de los tipos de isoprenoides radica en los enlaces que poseen, y estos dos específicamente son utilizados como indicadores de ambientes deposicionales (Philp, 1985; Bianchi y Canuel, 2011).

El pristano y el fitano son productos de la descomposición del fitol (un alcohol diterpenoide) componente de la clorofila como cadena lateral (Brassell et al., 1978; Bianchi y Canuel, 2011), o de terpenos acíclicos de mayor peso molecular (Mair, 1964). La descomposición se lleva a cabo por reacciones químicas que permiten la formación de ambos compuestos y dependiendo de las condiciones del medio durante las primeras etapas de degradación de la clorofila, el Pr y Ph se formarán (Powell y McKirdy, 1973).

Para las muestras analizadas, los resultados de estas proporciones se ven reflejadas en la Tabla 8.

Tabla 8. Resultados de la proporción de Pr/Ph en las muestras de las formaciones Pimienta y Agua Nueva a partir de los resultados obtenidos de CG-MS.

	MUESTRAS			
	Formación Pimienta		Formación Agua Nueva	
Operación	AME-13	AME-25	123	141
Pr / Ph	0.36	0.72	2.46	0.31

La relación entre Pr y Ph da información sobre las condiciones ambientales como la madurez térmica y reflejan la naturaleza de la MO contribuyente (Michael y Peters, 1993). Philp, (1985) y Fan et al., (1991) utilizan esta relación para conocer el tipo de ambiente. Si se trata de un ambiente oxidante, el pristano se transforma, por reacciones de oxidación y descarboxilación. Por otra parte, si el ambiente es más reductor, el fitano se transforma por reacciones de hidrogenación y deshidratación. Esta relación donde el $Pr/Ph < 1$ determina un ambiente reductor, y una relación $Pr/Ph > 1$ se relaciona con entornos oxidantes (Didyk et al., 1978).

Bajo este parámetro, la relación de Pr/Ph permite concretar que el material depositado para las muestras AME-13, AME-25 y 141 fueron de ambientes exclusivamente reductores por presentar valores menores a 1. Mientras que la muestra 123 presenta valores mayores a 1, indicando un ambiente más oxidante en comparación con las demás muestras.

Michael y Peters (1993), describen parámetros dentro de la ventana de generación de petróleo, donde las relaciones de Pr/Ph altas (> 3) indican un aporte de materia orgánica terrestre en condiciones óxicas y los valores bajos (< 0.6) caracterizan ambientes anóxicos comúnmente hipersalinos. De igual manera, se apoya la idea anterior ante la generación de hidrocarburos en ambientes reductores para las muestras AME-13 y 141, ligeramente superior está el valor de la muestra AME-25, que podría sugerir niveles un poco más altos de oxígeno presente durante el depósito de la MO, e indudablemente la muestra 123, es la que presenta una gran cantidad de

oxígeno en la columna de agua para el depósito de la materia orgánica por aporte de plantas superiores.

Powell y McKirdy (1973) utilizan estas proporciones para reflejar el grado de diagénesis en aceites de la MO original, donde los aceites derivados de desechos orgánicos terrestres son inmaduros si tienen proporciones bajas <3 , mientras que los de material de origen similar con una alteración térmica mayor y maduramente superiores tienen valores >3 . Si consideramos esta relación que el autor maneja en su estudio, en todas las muestras de las formaciones, y considerando la presencia de aceite crudo en las rocas, estas se encuentran en un rango de generación de aceite inmaduro, porque ningún valor obtenido sobrepasa el rango del valor clave.

Una posible explicación de bajas proporciones de la relación Pr/Ph es que los aceites contenidos son derivados de materia orgánica terrestre que ha sufrido poca alteración térmica durante la diagénesis de enterramiento (Powell y McKirdy, 1973).

6.2.1.5 Relación isoprenoides/n-alcanos

Las relaciones de pristano/ C_{17} (Pr/ C_{17}) y el fitano/ C_{18} (Fh/ C_{18}) suelen ser utilizados en estudios de correlación de petróleo (Michael y Peters, 1993) caracterizando el tipo de aporte de la MO. En la Tabla 9 se observan los valores obtenidos para cada una de las muestras analizadas.

Tabla 9. Resultados de la proporción de Pr/ C_{17} y Ph/ C_{18} en las muestras de las formaciones Pimienta y Agua Nueva a partir de los resultados obtenidos de CG-MS.

	MUESTRAS			
	Formación Pimienta		Formación Agua Nueva	
Operación	AME-13	AME-25	123	141
Pr / C_{17}	0.5	0.4	27.7	1.8
Ph / C_{18}	1.1	0.5	1.1	2.1

Se considera que el pristano proviene de algas y de plantas superiores, por lo que la presencia del índice de Pr/C_{17} para valores superiores a 1 indicarían un aporte algal (Fu *et al.*, 1992). Considerando estos valores, ambas muestras de la Formación Pimienta revelan un origen distinto al del tipo algal, posiblemente con contribuciones de materia orgánica terrestre; mientras que ambas muestras de la Formación Agua Nueva, generan especulaciones de aportes marinos por presentar valores mayores a 1, o que pueden indicar también niveles bajos o nulos de biodegradación (Volkman *et al.* 1984).

Michael y Peters (1993), relacionan el índice Pr/C_{17} con las posibles condiciones en aguas abiertas o en cuencas restringidas. Cuando el valor es menor a 0.5, se trata de un depósito en aguas abiertas o de cuenca abierta, mientras que los ambientes de cuenca cerrada, presentan valores superiores a 1. Con este parámetro, podría deducirse que los sedimentos de la Formación Pimienta fueron depositados en ambientes de cuenca abierta, y los sedimentos de la Formación Agua Nueva estuvieron restringidos durante su depósito.

Cuando las proporciones de pristano son mucho mayores que las fitano, en el caso de la muestra 123 (27.7) podría considerarse que la formación del ácido fitánico (precursor del pristano) debería ocurrir en mayor medida en ambientes terrestres durante las etapas aerobias iniciales de la descomposición de la planta, ya que en un ambiente acuático donde es más probable la descomposición anaeróbica suceda, el pristano no tendría valores tan altos (Albaigés y Grimalt, 1987).

En cuanto al índice Ph/C_{18} , los valores >1 se consideran de origen bacteriano, por ser indicadores de entornos fuertemente reductores (Fu *et al.*, 1992). En el caso de las muestras AME-13, 123 y 141, los valores percibidos consideran el aporte de material de origen bacteriano a causa del ambiente reductor en la columna de agua. Mientras que para la muestra AME-25, el valor de 0.5 podría ser indicativo de aportes no bacterianos, más bien del tipo de plantas superiores.

Estas relaciones deben utilizarse con precaución porque pueden disminuir con la madurez térmica del petróleo y porque fácilmente pueden ser afectadas por procesos secundarios como la biodegradación (Michael y Peters, 1993).

El predominio de fitano, sobre el pristano (aplicable a las muestras AME-13, AME-25 y 141) está asociado a los ambientes oceánicos anóxicos que permitieron la preservación de la MO por aportes alóctonos de tipo continental en cuencas cálidas (Albaigés y Grimalt, 1987).

6.2.2 Alcanos ramificados

Los alcanos ramificados son hidrocarburos que se presentan bajo la siguiente fórmula general C_nH_{2n+2} al igual que los alcanos normales. Sin embargo, éstos no son cadenas lineales completas, en su estructura contienen ramificaciones provocando la existencia de isómeros. El número posible de isómeros aumenta con el incremento en el número de átomos de carbono. Los átomos de estas moléculas se clasifican según el número de carbonos adicionales con los que se conectan con los carbonos primarios (1-primarios, 2-secundarios, 3-terciarios y 4-cuaternarios) (Wilkes *et al.*, 2020).

Para los resultados de las muestras de ambas formaciones se hace evidente la presencia de isómeros (iso y anteiso metil alcanos) para las cadenas de carbonos de números 23 a 35 mostrados en la Tabla 10.

Tabla 10. Resultados obtenidos para alcanos ramificados en las muestras de las formaciones Pimienta y Agua Nueva a partir de los resultados obtenidos de CG-MS.

	Ramificación	MUESTRAS			
		AME-13	AME-25	123	141
23	Tricosano, 2-metil-	0.0445	0	0.0233	0.0740
	3-Metiltricosano	0.0230	0	0.0180	0.0407
24	2-Metiltetracosano	0.0922	0.1396	0.0431	0.2346
	3-Metiltricosano	0.0583	0.0708	0.0296	0.1536
25	2-Metilpentacosano	0.1431	0.2053	0.0685	0.3281

	3-Metilpentacosano	0.1045	0.1375	0.0552	0.2228
26	2-Metilhexacosano	0.1618	0.2339	0.1103	0.3113
	3-Metilhexacosano	0.1508	0.1823	0.1230	0.3147
27	2-Metilheptacosano	0.1858	0.3168	0.0887	0.3982
	3-Metilheptacosano	0.1472	0.2215	0.0747	0.3397
28	2-Metiloctacosano	0.1305	0.2833	0.1243	0.2804
	3-Metiloctacosano	0.1402	0.2160	0.1198	0.2971
29	2-Metilnonacosano	0.1524	0.2951	0.0806	0.2835
	3-Metilnonacosano	0.1056	0.1844	0.0526	0.2131
30	2-Metiltriacontano	0.0883	0.2258	0.0581	0.1721
	3-Metiltriacontano	0.0765	0.1672	0.0407	0.1472
31	2-Metilhentriacontano	0.0882	0.2589	0.0581	0.1113
	3-Metilhentriacontano	0.0565	0.1384	0.0307	0.0788
32	2-Metildotriacontano	0.0719	0.2352	0.0512	0.1403
	3-Metildotriacontano	0.0458	0.1404	0.0315	0.1066
33	2-Metiltritriacontano	0.0440	0.1299	0.0316	0.0913
	3-Metiltritriacontano	0.0292	0.0778	0.0205	0.0626
34	2-Metiltetracontano	0	0.0514	0.0113	0.0369
	3-Metiltetracontano	0	0.0506	0.0100	0.0302

35	2-metilC35	0	0.0308	0	0
	3-metilC35	0	0.0249	0	0

Cuando la cadena lateral es un grupo metilo, se conocen comúnmente como monometil-alcanos. Los isómeros de este grupo de alcanos, en las posiciones 2 (2-metil-sustituido ó isoalcano) y 3 (3-metil-sustituido ó anteisoalcano), se han descrito como productos naturales y son los representantes más abundantes de alcanos ramificados en los hidrocarburos y la presencia de los monometil alcanos en el petróleo suele estar relacionada con el aporte de plantas superiores como componentes principales de las ceras vegetales (C25-C31) (Kissin, 1987; Warton *et al.*, 1997), como una fase transformada de cadenas de ácidos grasos y alcoholes ramificados de los organismos precursores (Hoering, 1980; Summons *et al.*, 1988).

De acuerdo con Hoering (1980), las proporciones de los isómeros 3 a 2 metil dependen de la madurez del ensamblaje de hidrocarburos. Sin embargo, existen pocos estudios que avalen completamente este hecho. En la mayoría de los crudos, las fracciones de isoalcanos con un número de carbonos particular son aproximadamente iguales o ligeramente superiores. Pero, cuando se trata con un crudo altamente parafínico el contenido de n-alcanos es de 3 a 5 veces mayor que el de los isoalcanos (Kissin, 1987).

En las muestras analizadas, la presencia de alcanos ramificados como isómeros (iso y anteiso) indica el posible aporte de material vegetal terrígeno de plantas superiores, tras la transformación posible de ácidos grasos o alcoholes ramificados. Los valores obtenidos de alcanos ramificados para este análisis se encuentran por debajo de los valores obtenidos para alcanos normales, por lo que sugiere un típico crudo parafínico, considerando su formación a temperaturas únicas. Por debajo de los 1200 m, los n-alcanos de cadena más larga, así como los iso- y anteiso-alcanos se generan gradualmente a partir del bitumen y el kerógeno. Para una profundidad de 2200 m y a una temperatura aproximada de 100 °C, las composiciones de hidrocarburos saturados como los alcanos y los alcanos ramificados de cadena larga, comienzan su deceso, produciendo hidrocarburos más ligeros (Albrecht *et al.*, 1976).

Existe una problemática, al estimar de manera confiable la totalidad de los alcanos ramificados presentes en las muestras, principalmente porque no se conocen en su totalidad las posiciones de los picos (tiempos de retención) de todas las moléculas en un cromatograma y porque su identificación se dificulta por la superposición de datos en el número de picos por los compuestos presentes (Kissin, 1987).

6.2.3 Alquenos (olefinas)

Los alquenos constituyen un grupo de hidrocarburos alifáticos insaturados que en su estructura poseen enlaces dobles entre carbonos. La fórmula general de esta serie es C_nH_{2n} que claramente contiene menor cantidad de hidrógenos que la serie de las parafinas y de igual manera cada molécula posee isómeros (cis-/trans- o Z-/E-) por la presencia del doble enlace (Burcik, 1979).

En el caso de las muestras de estudio, se identificaron alquenos lineales, en su totalidad monoenos $C_{27}:1$, $C_{28}:1$, $C_{29}:1$ y $C_{30}:1$ bajo concentraciones mensurables únicamente para las muestras AME-25 y 141 (Tabla 11). No se detectaron homólogos $<C_{27}$, ni $>C_{30}$.

Tabla 11. Resultados obtenidos para alquenos en las muestras de las formaciones Pimienta y Agua Nueva a partir de los resultados obtenidos por CG-MS de los extractos.

Alqueno	MUESTRAS	
	AME-25	141
$C_{27}:1$	0.0271	0.0275
$C_{28}:1$	0.0294	0.0358
$C_{29}:1$	0.0357	0.0381
$C_{30}:1$	0.0169	0

Los hidrocarburos insaturados, grupo al cual pertenecen las olefinas, a diferencia de las parafinas, son muy reactivos para resistir a las reacciones de diagénesis y de catagénesis que ocurren en los sistemas geológicos a las temperaturas de generación de petróleo (Wilkes *et al.*, 2020), mientras que su solubilidad aumenta por la presencia del doble enlace (McAuliffe, 1966).

Debido a la alta reactividad y solubilidad, este tipo de hidrocarburos no se presentan en grandes proporciones en el petróleo crudo, en el que se tiende a saturar los dobles enlaces y formar moléculas saturadas más estables (Burcik, 1979) como los alquenos.

Su presencia en las muestras analizadas, tiene un papel importante para determinar la composición del petróleo, desde el enfoque de la entrada de biomarcadores o como productos de alteración en el yacimiento o por migración. Generalmente, las concentraciones de olefinas en aceites muestran un aumento proporcional con la edad del yacimiento (Cuariale y Frolov 1998) y con las proporciones con el contenido de alcanos en aceites (Frolov y Smirnov, 1994). Para que exista la acumulación de olefinas a partir de un origen primario, se requiere que la materia orgánica contenida en la roca, tenga el material biológico, que durante su transformación química permita la producción de olefinas y que las condiciones sean térmicamente similares a las asociadas con la formación de petróleo a temperaturas bajas (Cuariale y Frolov 1998). Este rasgo podría fungir como indicador de la temperatura de la roca fuente, que no sobrepasa el rango de generación de hidrocarburos. La acumulación de olefinas en estas muestras se ve claramente favorecida por las temperaturas anormalmente bajas (<100°C) que son equiparables con la formación de alcanos ramificados.

Considerando las muestras AME-25 y 141, la distribución de los valores de alcanos normales es superior, en comparación con las muestras AME-13 y 123, que únicamente sobrepasan la unidad. Bajo este parámetro, se puede considerar que la presencia de alquenos y su incremento está directamente relacionado con el aumento del contenido de alcanos normales.

De igual manera, la presencia de alquenos $C_{27}:1$, $C_{28}:1$, $C_{29}:1$ y $C_{30}:1$ en las muestras de las formaciones contrasta con la distribución de alcanos normales para ambas muestras, ya que los alcanos con valores >1 se encuentran en el rango de C_{25} - C_{32} . Considerando el vínculo entre alcanos y alquenos nuevamente, se sugiere un origen similar para ambos productos, desde la roca fuente. Los alquenos $C_{25}:1$, $C_{27}:1$ y $C_{29}:1$ están positivamente correlacionados con una fuente autóctona (Kaiser y Arz, 2016).

Esta relación genética directa se debe, probablemente, al proceso de deshidrogenación de parafinas (ésta es una reacción química en la que se eliminan hidrógenos) (Frolov y Smirnov, 1994), que permite la modificación de la estructura molecular y se considera la vía para la formación de alquenos. Estas moléculas, en condiciones de enterramiento profundo en sedimentos,

se hidrogenan más fácilmente, formando alcanos, por lo que las consideraciones de la edad del yacimiento y el predominio de alquenos es posible. Esta propuesta está documentada para la generación de olefinas en aceites por deshidrogenación radiolítica de alcanos normales coexistentes, que se genera por la ruptura de los enlaces con átomos de hidrógeno por su exposición a la radiación ionizante (rayos γ y rayos X), provenientes de elementos naturales como el uranio (U), el torio (Th), el radio (Ra) y el radón (Rn) presentes en la corteza terrestre (Frolov *et al.*, 1998). Frolov y Smirnov (1994) mencionan que en los yacimientos petrolíferos existen concentraciones de los elementos antes mencionados. Para el caso de estudio de las formaciones Pimienta y Agua Nueva se requeriría el análisis de alquenos con una técnica distinta, espectroscopia infrarroja (IR), que permita concretar esta posibilidad en los yacimientos relacionados con ambas formaciones.

Cuariale y Frolov (1998) destacan un origen secundario de olefinas de contaminación, esto ocurre por migración cuando las olefinas se encuentran junto con componentes como hopanos, esteranos y diasteranos en una secuencia térmicamente inmadura; entonces se sugiere que migraron de una zona de alta madurez a una de menor. Este rasgo no está presente para ninguna de las muestras, por lo que la contaminación por migración queda descartada, continuando con la hipótesis de que las muestras representan un petróleo de origen primario.

Kaiser y Arz (2016) mencionan que los alquenos pueden ser producto de intrusiones magmáticas en el yacimiento. La presencia de bentonita en las rocas que caracterizan a ambas formaciones, podría ser una posible causa de la presencia de alquenos en las muestras, ya que suele estar asociada con intrusiones magmáticas que puede formarse a partir de la interacción entre el magma y las rocas encajonantes, si bien, esta relación requiere de mayor evidencia para poder confirmar este hecho completamente.

6.2.4 Hopanos

Los hopanos, son una subclase de los isoprenoides cíclicos (Bianchi y Canuel, 2011) y una clase de triterpenos, que contienen comúnmente de 27 a 35 átomos de carbono (aunque se han descrito moléculas de hasta 40) en una estructura nafténica compuesta por cuatro anillos de seis miembros y un anillo de cinco miembros, denominadas estructuras pentacíclicas. Cuando existen

grupos metilos adicionales a la molécula original, se denominan homohopanos u hopanos extendidos, que tienen una cadena lateral extendida con centros asimétricos adicionales. Los centros asimétricos, o quirales, más importante para la clase de triterpenos es en el carbono C-22 con los epímeros R y S (22R y 22S) denominados así por su origen en latín como como R “rectus” para derecha, y S “sinister” para izquierda (Waples y Machihara, 1991; Moldowan y Peters, 1993).

Los hopanos contribuyen a la huella de terpenos (m/z 191) que se utiliza comúnmente para relacionar los petróleos y las rocas madre, porque reflejan el entorno de depósito de la roca almacenadora y el aporte de materia orgánica (Moldowan y Peters, 1993).

Los hopanos en las muestras de estudio se presentan únicamente en la muestra 123, valores que se presentan en la Tabla 12.

Tabla 12. Resultados obtenidos para hopanos en la muestra 123 de la Formación Agua Nueva a partir de los resultados obtenidos por CG-MS de los extractos.

Hopanos	Abreviación	Valores
18 α (H)-22,29,30-Trisnorneohopano	C27 - Ts	0.0003
22,29,30-Trisnorhop-17(21)-eno	C27 - Tm	0.0004
17 α (H),21 β (H)-30-Norhopano	C29 $\alpha\beta$	0.0012
Trisnorneohopano	C29 Ts	0.0004
17 α (H),21 β (H)-Hopano	C30 $\alpha\beta$	0.0017
17 α (H),21 β (H)-31-Homohopano-22S	C31 $\alpha\beta$ -S	0.0008
17 α (H),21 β (H)-31-Homohopano-22R	C31 $\alpha\beta$ -R	0.0006
17 α (H),21 β (H)-32-Bishomohopano-22S	C32 $\alpha\beta$ -S	0.0005
17 α (H),21 β (H)-32-Bishomohopano-22R	C32 $\alpha\beta$ -R	0.0004
17 α (H),21 β (H)-33-Trishomohopano-22S	C33 $\alpha\beta$ -S	0.0004

17 α (H),21 β (H)-33-Trishomohopano-22R	C33 $\alpha\beta$ -R	0.0003
17 α (H),21 β (H)-34-Tetrakishomohopano-22S	C34 $\alpha\beta$ -S	0.0002
17 α (H),21 β (H)-34-Tetrakishomohopano-22R	C34 $\alpha\beta$ -R	0.0002

Estos compuestos no existen en la materia orgánica viva, pero sus precursores están presentes en cantidades representativas en cada organismo. Durante la diagénesis, algunas de estas moléculas se transforman por reacciones complejas. El número de átomos de carbono en un biomarcador cíclico varía considerablemente, debido a las diferencias en el material de origen, los efectos de la diagénesis, la madurez térmica y la biodegradación. Una de las primeras transformaciones estereoquímicas es la formación de isómeros R y S (Waples y Machihara, 1991). Por ejemplo, la diagénesis y la maduración conducen al cambio de la molécula 17 β (H), 21 β (H) a la configuración termodinámicamente más estable 17 α (H) y 21 β (H) (González Vila, 1995). Los hopanos con la configuración $\alpha\beta$ en el rango de C₂₇ a C₃₅ son característicos de petróleos, debido a su mayor estabilidad termodinámica (Moldowan y Peters, 1993). Sin embargo, en muestras de roca, la presencia de estos hopanos indica una inmadurez térmica en los sedimentos (Mitterer et al., 1988; Kening et al., 2005).

En los resultados de la muestra 123, se encuentra la estructura termodinámicamente más estable 17 α (H), 21 β (H) lo que sugiere que la diagénesis y la maduración permitieron su configuración y la presencia de hopanos desde el rango de C₂₇ - C₃₄ indican la presencia de hidrocarburos en la muestra, con un bajo grado de madurez térmica.

Se cree que los organismos fuente de la mayoría de los triterpenos son bacterias, ya que sus moléculas predecesoras, denominadas hopanoides, son constituyentes importantes de las células bacterianas agregan fuerza y aumentan la rigidez de la membrana (Moldowan y Peters, 1993). Los homohopanos específicos del dominio C₃₃ y C₃₄ reflejan diferentes tipos de entrada bacteriana, su existencia en la muestra indica la presencia de material bacteriano durante la transformación de la materia orgánica en el sedimento y también son considerados como piezas clave para representar el aporte de material clástico (Waples y Machihara, 1991).

La síntesis de hopanos no requiere oxígeno molecular, ya que el oxígeno en el esqueleto del hopanoide proviene directamente del agua (Bianchi y Canuel, 2011). Bajo este parámetro, en la muestra de estudio 123, las condiciones de oxígeno se hacen presentes en niveles altos considerables, en la columna de agua y en el sedimento, que permitió la formación de hopanos. Además, la distribución de homohopanos está respaldada por otros parámetros, entre ellos, la relación entre las proporciones de Pristano/Fitano (Pr/Ph) para un ambiente óxico.

El par de hopanos C_{27} ($17\alpha(H)$ -22, 29, 30-trisnorhopano y $18\alpha(H)$ -22, 29, 30-trisnorhopano, comúnmente llamados Tm y Ts), están presentes en prácticamente todas las muestras. Se considera que el Tm representa la estructura producida biológicamente, mientras que el Ts se genera en sedimentos y rocas mediante procesos diagenéticos, térmicos o incluso ambos (Waples y Machihara, 1991). En los resultados obtenidos si se encuentran ambos productos; sin embargo, los valores son muy bajos y muy cercanos entre sí, por lo que su interpretación indicaría que apenas hubo intemperismo abiótico para esta muestra.

La distribución relativa de homohopanos con los parámetros $17\alpha(H)$, $21\beta(H)$, 22S y 22R en muestras de petróleo marino, se utiliza como un indicador de potencial redox (Eh) en sedimentos marinos durante la diagénesis.

La abundancia del homohopano C_{35} está relacionada con actividad bacteriana extensa en el entorno deposicional. Los homohopanos con alto contenido de C_{35} se asocian comúnmente con carbonatos marinos o evaporitas y se interpreta como un indicador general de condiciones altamente reductoras. La ausencia de este compuesto en los resultados, excluye la posibilidad de un ambiente reductor y apoya el hecho de un ambiente altamente oxigenado.

6.2.4.1 Proporciones de epímeros 22S/(22R+22S)

Esta proporción es una de las medidas que permite conocer el grado de madurez de los hopanos presentes en la roca o sedimento tras configuraciones que permitan alcanzar el equilibrio (Waples y Machihara, 1991).

Para la muestra 123, se obtuvieron valores, mostrados en la Tabla 13 para las proporciones de epímeros en el C22.

Tabla 13. Resultados obtenidos en las proporciones de los epímeros R y S en hopanos para la muestra 123 de la Formación Agua Nueva a partir de los resultados obtenidos por CG-MS de su extracto.

Proporción de epímeros R y S	Valores
22S/(22R+22S) $\alpha\beta$ C31	0.56
22S/(22R+22S) $\alpha\beta$ C32	0.54
22S/(22R+22S) $\alpha\beta$ C33	0.58
22S/(22R+22S) $\alpha\beta$ C34	0.56

Se asume que la relación inicial entre la proporción 22S/(22R+22S), al inicio de la maduración es 0.0, aunque pueden existir variaciones por los procesos diagenéticos tempranos o por diferencias litológicas. Cuando los valores son > 0.5 se considera un sistema en equilibrio termodinámico (Waples y Machihara, 1991). Este equilibrio indica que la materia se encuentra en el proceso de generación de hidrocarburos o más allá del inicio de la generación de éste (Kening *et al.*, 2001). Estas configuraciones se presentan en la mayoría de aceites crudos (Moldowan y Peters, 1993). En la muestra 123, es evidente que los valores presentados asumen un equilibrio termodinámico para la generación de hidrocarburos en la roca en su fase inicial.

6.2.5 Esteroles

Los esteroides son precursores de los esteranos y están distribuidos en plantas y microorganismos, actúan para aumentar la rigidez y fortalecer las membranas en organismos eucariotas (Waples y Machihara, 1991; Volkman, 2005; Hjulstrom e Isaksson, 2008). Estos parecen derivar del escualeno, un terpenoide, compuesto por unidades de isopreno, el oxígeno es necesario para la biosíntesis de estos compuestos (Moldowan y Peters, 1993; Bianchi y Canuel, 2011). Al igual que otras moléculas, los esteroides poseen características estructurales como dobles enlaces y patrones de alquilación de cadenas laterales, lo que les confiere mayor complejidad molecular (Volkman, 1986). Estos componentes y sus derivados son relativamente resistentes y

estables a la degradación debido a que su estructura cíclica le confiere una gran estabilidad química (Woei Lih y Chih An, 2004), su presencia en sedimentos es clave para la interpretación como evidencia de vida en paleoambientes específicos. A razón de la gran estabilidad que poseen, se les encuentra a lo largo del registro geológico (Volkman, 1986).

En el caso de las muestras de estudio, la presencia de esteroides está definida por tres compuestos principales: colesterol (con 27 carbonos), estigmasterol y estigmastanol, (ambos con 29 carbonos) (Tabla 14).

Tabla 14. Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de esteroides.

Esterol	MUESTRAS			
	AME-13	AME-25	123	141
Colesterol (C₂₇H₄₆O)	0.0904	0.0515	0.0311	0.0299
Estigmasterol (C₂₉H₄₈O)	0	0.0174	0.0069	0.0111
Estigmastanol (C₂₉H₅₂O)	0.0500	0.1301	0.0442	0.0784

La presencia de esteroides en sedimentos ha permitido distinguir el tipo de aporte biológico, para asignar fuentes de MO (Hjulstrom e Isaksson, 2008) y determinan la madurez del material (roca o aceite), especialmente basado en los cambios estereoquímicos durante la diagénesis. La conversión de esteroides a esteranos ocurre sin pérdida ni ganancia de átomos de carbono; por lo tanto, la distribución del número de carbono de los esteranos de una roca o petróleo crudo, refleja las distribuciones del número del carbono de los esteroides de los organismos que estuvieron

presentes en el entorno deposicional de la roca madre. Se asume que, a lo largo de la maduración, en la ventana de producción petrolífera, no ocurren cambios importantes en la distribución del número de carbono (Grantham y Wakefiel, 1988).

Los esteroides C_{27} son los más abundantes en organismos marinos (González Vila, 1995) y algas rojas (Woei Lih y Chih An, 2004; Brocks y Summons, 2014). El colesterol es un miembro de este grupo que contiene 27 carbonos y se encuentra en todas las membranas de las células eucariotas como lípido esencial (Moldowan y Peters, 1993; Mair, 1964). Principalmente, este compuesto es un precursor para el colestano que está presente en petróleos (Moldowan y Peters, 1993).

La presencia directa de colesterol en todas las muestras de estudio, representa la evidencia de vida antigua en la zona, como parte de una red de organismos y de procesos biológicos principalmente, indicando que la MO presente tiene influencia de organismos marinos. En la ventana de generación de hidrocarburos, su presencia indica, que, dentro de la etapa de producción de aceites, este producto será convertido aún en un hidrocarburo más estable como el colestano que es un marcador común en el petróleo crudo. Los valores bajos (como en el caso de todas las muestras) indican que el potencial de generación de crudos es bajo, por un contenido deficiente de materia orgánica depositada. Potencialmente la roca puede generar crudos como parte de un proceso de diagénesis, pero no en alto grado y altas proporciones. Sin embargo, los resultados pueden requerir análisis adicionales para verificar estos datos y así poder descartar la posibilidad de reducción de colesterol por algún tipo de proceso.

De acuerdo con Brocks y Summons (2014), la abundancia de compuestos C_{27} en petróleos crudos tuvo un aumento considerable desde el Jurásico, hasta el Cretácico y de nuevo en el Terciario. Esta distribución parece coincidir con la presencia de diatomeas, una de las clases más abundantes e importantes de fitoplancton en la red trófica de ambientes marinos, por ser una de las principales fuentes de lípidos en las dietas de organismos y como contribuyentes de la MO sedimentaria (Barret, et al.1995). Por lo tanto, la abundancia de este isómero, podría considerarse como un marcador diagnóstico de edad para los aceites y bitúmenes post-Jurásicos. Las principales rocas generadoras de hidrocarburos son de edades Jurásica (Cuenca de Sabinas y Veracruz), Cretácica (Cuenca Tampico-Misantla) y Terciaria (Cuenca de Burgos), por lo que este hecho puede ser un factor importante en las rocas generadoras de México.

Los esteroides C₂₉ están asociados con plantas superiores (González Vila, 1995; Brocks y Summons, 2014) y su presencia es más evidente cuando la MO es de material terrígeno que se deposita en ambientes marinos. Las muestras de roca de origen marino generalmente contienen menos esteroides C₂₉ que las muestras de roca terrígenas, por lo que su presencia en aceites y petróleo indican un origen no marino. Sin embargo, la ausencia de marcadores biológicos propios de ambientes marinos, no sustenta la idea de la inexistencia de éstos, más bien se consideran procesos de remoción de la MO marina y su poca capacidad de preservación (Volkman, 1986). En sedimentos y petróleo, los esteroides consisten principalmente en una mezcla de ergostano (C₂₈) y estigmastano (C₂₉) (Moldowan y Peters, 1993). Desgraciadamente, estos no son característicos de ningún taxón específico, porque sus precursores están ampliamente distribuidos en organismos eucariotas (Brocks y Summons, 2014), únicamente se han generalizado como parte de aportes de material terrestre.

El estigmasterol y estigmatanol son fitosteroides, producto de plantas superiores encontrados en rocas antiguas (Hjulstrom e Isaksson, 2008). Estos compuestos presentes en las muestras de estudio, permiten corroborar actividad vegetal antigua de origen terrestre, principalmente. Ambos productos son compuestos que se degradan con el tiempo, por lo que su presencia en rocas puede sugerir una relativa juventud en las muestras de estudio, posiblemente asociadas con el tiempo de depósito (edad Jurásica y Cretácica) (Volkman, 1986).

El estigmasterol es el producto final de la vía de biosíntesis del fitoesterol (Valitova, et al. 2024). Los valores bajos en las muestras AME-25, 123 y 141, pueden sugerir baja actividad vegetal durante la formación de la roca. Para el caso de la muestra AME-13, la completa ausencia de estigmasterol indica que el ambiente de formación no tuvo un aporte significativo de material terrígeno, esto posiblemente a razón de ser un ambiente marino profundo, donde la MO terrígena no tuvo una gran influencia en la formación de sedimentos, o la completa desaparición por procesos químicos o biológicos. Valitova, *et al.* (2024) propone que este compuesto puede indicar que la roca se formó como parte de un ambiente fluvial con terminación en un ambiente marino.

El estigmastanol, se forma a partir del estigmasterol y de igual manera puede ser un indicador de actividad vegetal antigua, específicamente de plantas superiores. Su presencia puede sugerir una alteración química debido a los procesos de degradación por diagénesis o por influencia de organismos marinos, además de aportar datos de una madurez y de potencial generador de

hidrocarburos; sin embargo, los valores bajos determinarían una deficiente formación de los mismos. La muestra AME-25 presenta el valor más alto de todas las muestras, se consideraría que el potencial de generación de hidrocarburos es mayor en comparación con las demás muestras.

6.2.6 Hidrocarburos aromáticos policíclicos (HAP).

Los hidrocarburos aromáticos no son muy frecuentes en seres vivos, pero representan alrededor del 20 o 30% del petróleo crudo promedio, siendo una de las fuentes principales de estos compuestos (Burcik, 1979). Esto demuestra que al menos una porción del petróleo tiene como génesis sedimentos a partir de la modificación de productos vegetales y animales. La producción de HA puede generarse a partir de la eliminación de hidrógenos o mediante reacciones de desproporción catalizadas por azufre libre, formando tiofenos (Meinschein, 1959; Wilkes et al., 2020).

Los HAP son hidrocarburos (compuestos orgánicos) que contienen múltiples núcleos (anillos bencénicos) en su estructura y son productos de descomposición térmica y biológica de la MO propia de ambientes anóxicos o condiciones de baja oxigenación, aunque en ocasiones son generados en procesos abiogénicos (Peters *et al.*, 2005). Los HAP se forman en fondos marinos o ambientes lacustres profundos donde la sedimentación es lenta; sin embargo, por las condiciones de alta productividad hace referencia a zonas costeras. La fórmula general para este tipo de hidrocarburos es C_nH_{2n-6} . Estos hidrocarburos pueden ser líquidos o sólidos en condiciones estándar de presión y temperatura (Burcik, 1979; Tissot y Welte, 1984; Kohnen et al., 2019).

Tabla 15. Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de hidrocarburos aromáticos policíclicos.

Hidrocarburo Aromático Policíclicos (HAP)	MUESTRAS			
	AME-13	AME-25	123	141
Fluoreno	0.0344	0	0	0
Fenantreno	0.0817	0.0197	0.2200	0.0198

Fluoranteno	0.0337	0.0099	0.0304	0.0064
Pireno	0	0	0.0849	0
Benzo[l]fenantreno	0.0737	0.0078	0.1990	0.0873
Benzo[k]fluoranteno	0.0459	0	0	0.0700
Benzo[k]fluoranteno	0	0	0.1422	0.0263
Perileno	0	0	0.1698	0
Dibenzo[a,j]antraceno	0	0	0.0222	0.0056
Benzo[b]criseno	0.0020	0	0	0.0115
Dibenzo[e,l]pireno	0.0031	0	0	0
Dibenzo[a,h]antraceno	0	0	0.0559	0.0134
Benzo[ghi]perileno	0	0	0.1390	0
Benzo[ghi]perileno, 4-metil-	0	0	0.1347	0.0018
Benzo[ghi]perileno, 4-metil-	0	0	0.0305	0
1,2:4,5-Dibenzopireno	0	0	0.0498	0.0036
Dibenzo(a,e)fluoranteno	0	0	0.0168	0.0193

A medida que las rocas experimentan un aumento de temperatura debido a procesos tectónicos o geotérmicos, los compuestos orgánicos dentro de ellas se transforman, generando hidrocarburos aromáticos. También pueden producirse por degradación de cualquier terpenoide que contenga más de tres unidades de isopreno; algunos diterpenos bicíclicos producen naftalenos y fenantrenos por la deshidrogenación (Mair, 1964). En la Tabla 15 se encuentran el fenantreno y el fluoreno que son productos típicos de la generación de hidrocarburos y, por lo tanto, pueden

indicar que una roca contiene considerable cantidad de materia orgánica que fue transformada en petróleo (Kohnen et al., 1992; Hunt, 1996).

Meinschein (1959) menciona que la similitud de los HAP para petróleos crudos y sedimentos, en los espectros de masa resultantes, son muy grandes, y que sólo en ciertos detalles se pueden diferenciar. Las principales fuentes ambientales de HAP son los combustibles fósiles y la combustión incompleta de materiales orgánicos. El antraceno y el fenantreno tienen tres y cinco átomos de hidrógeno (Tabla 15) químicamente no equivalentes, y, por lo tanto, pueden formar el número correspondiente de derivados mono-sustituídos respectivamente. Los átomos de carbono e hidrógeno no equivalentes pueden dar lugar a ciertas regio-selectividades; además, el grado de aromaticidad puede ser diferente para cada segmento del anillo (Wilkes et al., 2020).

6.2.6.1 Hidrocarburos aromáticos policíclicos metilados (HAP Me).

Los hidrocarburos aromáticos policíclicos metilados, son compuestos similares a los HAP, pero con grupos metilo ($-CH_3$) unidos a los anillos bencénicos, este proceso de metilación puede ocurrir de manera natural en la que el metilado altera las propiedades fisicoquímicas de los compuestos originales (Hunt, 1996).

Tabla 16. Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de hidrocarburos aromáticos policíclicos metilados.

Hidrocarburo Aromático Policíclicos Metilados (HAP-Me)	MUESTRAS			
	AME-13	AME-25	123	141
Fluoreno, 2-metil-	0.0169	0	0	0
Fluoreno, 9-metil	0.0147	0	0	0
Fluoreno, 4-metil	0.0573	0	0.0322	0
Fluoren-9-ona	0	0.0604	0.0717	0

Antraceno-2-metil	0.0541	0	0	0
Antraceno-2-metil-	0.0807	0.0106	0.1206	0.0242
Antraceno, 1-metil-	0.1324	0.0228	0.1668	0.0460
Antraceno, 1-metil-	0	0.0206	0.0633	0.0125
Antraceno, 1-metil-	0	0	0.0534	0.0112
Fenantreno, 3,6-dimetil-	0.0421	0.0074	0.0372	0.0023
Fenantreno, 3,6-dimetil-	0.0562	0.0059	0.0505	0.0043
Fenantreno, 1,7-dimetil-	0.0626	0.0088	0.0409	0.0031
Fenantreno, 1,7-dimetil-	0.0318	0.0046	0.0229	0.0036
Fenantreno, 1,7-dimetil-	0.0229	0.0034	0.0375	0.0022
Fenantreno, 2,3-dimetil-	0.0287	0.0027	0.0978	0.0359
Pireno, 1-metil-	0	0	0.0877	0.0626
Pireno, 1-metil-	0	0	0.0414	0.0222
Pireno, 1-metil-	0	0	0.0189	0.0063
Pireno, 1,3-dimetil-	0	0	0.0437	0
Pireno, 1,3-dimetil-	0	0	0.0294	0
Criseno, 1-metil-	0	0	0.1327	0
Criseno, 1-metil-	0	0	0.0715	0
Fenantreno, 2-fenil-	0	0	0.0479	0

10-Metilbenzo(a)pireno	0	0	0.1030	0
7,10-Dimetilbenzo(a)pireno	0	0	0.0362	0.0048
7,10-Dimetilbenzo(a)pireno	0	0	0.0464	0.0051
Benzo[ghi]perileno, 4-metil-	0	0	0.1347	0.0018
Benzo[ghi]perileno, 4-metil-	0	0	0.0305	0

Los HAP-Me se encuentran en la Tabla 16. Los compuestos derivados del fenantreno son una clase de hidrocarburo aromático derivado de fuentes biogénicas, las principales diferencias entre los HAP y HAP-Me son la distribución y la complejidad de los compuestos. Los HAP sustituidos suelen ser más abundantes en sedimentos, mientras que los que tienen grupos alquilo son más abundantes para los crudos y, por ende, más complejos. (Burcik, 1979).

El grado de maduración de la MO en rocas, puede ser evaluada por los HAP, según Hunt, 1996; Portillo, et al., 2008, Sarria Villa, et al., 2016 y Hernández Blanco, 2019, donde se estudia la relación entre los HAP complejos sobre los simples, de acuerdo a la sumatoria de los HAP (Tabla 15) y HAP-Me (Tabla 16), que se encuentra expresado en la Tabla 17. La división arroja entre la suma de los HAP-Me (más complejos) sobre los HAP (simples) diferentes valores. Para la Fm. Pimienta se obtienen valores superiores a 2, lo que sugiere una maduración de la MO muy avanzada. Mientras que para la Fm. Agua Nueva tiene valores muy cercanos a 1 lo que representa una maduración de intermedia a avanzada.

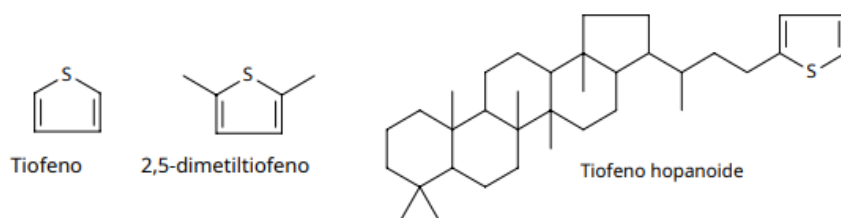
Tabla 17. Resultados de la proporción de Σ HAP Me / Σ HAP en las muestras de las Formaciones Pimienta y Agua Nueva a partir de las sumatorias de los resultados de HAP y HAP Me obtenidos por CG-EM.

	MUESTRAS			
	Formación Pimienta		Formación Agua Nueva	
	AME-13	AME-25	123	141
Σ HAP Me	0.6008	0.1476	1.6196	0.2487
Σ HAP	0.2746	0.0375	1.2958	0.2655
Σ HAP Me / Σ HAP	2.1879	3.9319	1.2499	0.9368

6.2.7 Tiofenos (Compuestos sulfurados)

Los tiofenos (Figura 24) son compuestos heterocíclicos aromáticos azufrados que consisten en un anillo insaturado, de cinco miembros, que contiene un átomo de azufre y cuatro de carbono (Peters *et al.*, 2005), se forman principalmente por la incorporación de azufre en lípidos y otros compuestos orgánicos durante la diagénesis temprana en ambientes anóxicos (Damsté, et al., 1988). Los tiofenos como biomarcadores se forman cuando reaccionan especies insaturadas funcionales con sulfuro de hidrógeno (Peters *et al.*, 2005). Existen indicios de que el azufre elemental se presenta en algunos petróleos crudos, su presencia indica que el petróleo no fue sometido a temperaturas superiores a los 100°C (Eglinton y Murphy, 1969) corroborando la información descrita en los grupos de alcanos ramificados y alquenos.

Tiofenos



Benzotiofenos, Dibenzotiofenos y polinuclear Tiofenos

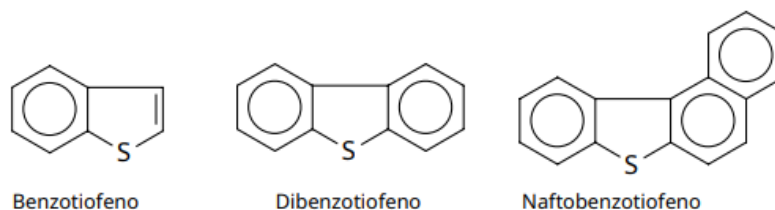


Figura 24. Ejemplos de tiofenos aromáticos polinucleares. Traducido de Peters et al., (2005).

Los sedimentos de tipo marino que contienen proporciones de compuestos azufrados pueden derivar de diferentes fuentes de materia orgánica, como algas, bacterias (bacterias reductoras de sulfato o SRB) o material terrestre producto de actividad magmática o hidrotermal generando cuencas cálidas (Meinschein, 1959). Su estructura química puede proporcionar información del tipo de organismos que aportaron la materia orgánica original durante la deposición de los sedimentos (Kohnen, et al., 1992).

En las Formaciones Pimienta y Agua Nueva se identificaron los compuestos azufrados listados en la Tabla 18.

Tabla 18. Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de tiofenos.

Tiofeno	MUESTRAS			
	AME-13	AME-25	123	141
Dibenzotiofeno	0.0503	0.0096	0.0056	0.0001
Dibenzotiofeno, 4-metil-	0.0827	0.0069	0.0090	0.0003
1-Metildibenzotiofeno	0.0613	0.0027	0.0042	0.0001
2,7-Dimetildibenzotiofeno	0.0514	0.0036	0.0041	0.0005

3,7-Dimetildibenzotiofeno	0.0154	0.0006	0.0014	0.0002
2,6-Dimetildibenzotiofeno	0.0651	0.0026	0.0044	0.0007
2,6-Dimetildibenzotiofeno	0.0438	0.0012	0.0026	0.0006
Nafto[2,3-b]tiofeno, 4,9-dimetil-	0.0790	0	0	0
1-Propeno-2-tiol, 1,1-difenil-	0.0890	0.0146	0	0
1-Propeno-2-tiol, 1,1-difenil-	0.0270	0.0027	0	0
1-Propeno-2-tiol, 1,1-difenil-	0.0307	0.0044	0	0
1-Propeno-2-tiol, 1,1-difenil-	0.0409	0	0	0
Benzo[a]dibenzotiofeno	0.0734	0	0	0
-Metilbenzo[b]nafto[2,1-d]tiofeno	0.0654	0	0	0
1-Tiofen-2-il-3-tioxo-2,3,5,6,7,8-hexahidro-isoquinolin-4-carbonitrilo	0.0443	0	0	0

La presencia de restos de azufre y productos derivados como los tiofenos y benzotiofenos es más constante en el conjunto de los hidrocarburos aromáticos. Estos compuestos no pueden asociarse a ningún biopolímero específico, aunque se han detectado como productos de pirólisis en carbones (Nip et al., 1988). En cualquier caso, la presencia de compuestos azufrados indica la incorporación de azufre en las etapas tempranas de la diagénesis, que podría estar relacionada con un ambiente de deposición ligeramente anóxico (Hadas et al., 2001) que corrobora los niveles de oxígeno determinados en el índice Pr/Ph en alcanos.

De acuerdo con los resultados obtenidos (Tabla 18) tenemos solo un grupo de tiofenos que se encuentran en las muestras estudiadas de la Fm. Pimienta y Agua Nueva; los dibenzotiofenos (DBT), y dos derivados, los metildibenzotiofenos (MDBT) y los dimetildibenzotiofenos

(DMDBT); sin embargo, en el caso de la muestra AME-13 se encuentra también el benzo[a]dibenzotiofeno (BDD).

Los dibenzotiofenos son compuestos más complejos que consisten en dos anillos bencénicos unidos por un átomo de azufre (Figura 24), y son conocidos por ser resistentes a la biodegradación (Peters *et al.*, 2005). El DBT es un compuesto orgánico comúnmente encontrado en rocas madre (rocas formadoras de hidrocarburos) debido a que los compuestos que lo originan son precursores de los hidrocarburos cuando la maduración de la MO ha alcanzado el nivel suficiente. Los DBT junto con otros compuestos orgánicos sulfurados, se encuentran a menudo en sedimentos marinos que se formaron en condiciones anóxicas (falta de oxígeno). Cuando las rocas contienen una gran cantidad de compuestos azufrados en la MO, al ser sometidas a presión y temperatura, pueden generar hidrocarburos como el petróleo y el gas natural (Balzer, W., 1981). El DBT es considerado un marcador para los procesos de catálisis de azufre en la formación de hidrocarburos (Martin, T. H. y Hodgson, 1973) y suelen ser la clase más abundante en los crudos (Peters *et al.*, 2005). Además, la abundancia relativa de DBT y MDBT varía cuando se incrementa la profundidad de los sedimentos que contenían kerógeno tipo III (Orr y Sinninghe Damstpe, 1990). Los dibenzotiofenos metilados son compuestos que se encuentran en rocas que han alcanzado un nivel de madurez térmica intermedio a alto (Peters *et al.*, 2005).

Los benzo[a]dibenzotiofenos (BDD), nafto[2,3-b]tiofeno,4,9-dimetil-, y 1-tiofen-2-il-3-tioxo- 2,3,5,6,7,8-hexahidro-isoquinolina-4-carbonitrilo, que solo se encuentra en la muestra AME-13 y los cuatro tipos de 1-Propeno-2-tiol, 1,1-difenil-, -Metilbenzo[b]nafto[2,1-d]tiofeno que se encuentran en las dos muestras de la Fm. Pimienta (AME-13 y AME-25) se forman principalmente en condiciones típicas de ambientes marinos profundos y zonas de condiciones bajas de oxígeno e incluso de anoxia, también indica una alta concentración de materia orgánica en el sedimento. El 1-Metildibenzotiofeno es un compuesto de mayor complejidad estructural que los dibenzotiofenos simples, lo que puede ser indicativo de que la materia orgánica de la roca fuente ha alcanzado un grado de madurez térmica intermedio a alto. Su aparición a menudo sugiere que la materia orgánica ha pasado por una etapa de conversión más avanzada hacia componentes más complejos bajo condiciones de alta presión y temperatura, generan hidrocarburos (petróleo y gas), típica de crudos provenientes de una roca marina, esencialmente constituida por minerales del grupo de carbonatos (Hudges,1985; Hughes, et al., 1995; Balzer, W., 1981).

En general los tiofenos que se encuentran en las muestras son comúnmente de compuestos generados bajo condiciones de anoxia y/o en ambientes ricos en azufre, puede indicar que la materia orgánica que se preservó en la roca proviene de un ambiente marino profundo, o bien de un entorno marino costero con alta concentración de compuestos azufrados de posible origen magmático, además que el tener los DBT hace referencia que son rocas que potencialmente generan petróleo pesado, esto apoya la idea de la génesis de alquenos y tiofenos por actividad magmática y el posible calentamiento de las aguas propiciando cuencas cálidas bajo el predominio del Pr/Ph.

Las rocas que contienen estos compuestos, junto con otros biomarcadores típicos de rocas generadoras de hidrocarburos (como las series de hopanoides o esteranoides), pueden ser consideradas buenas candidatas como rocas fuente de petróleo (Orr y Sinninghe Damstpe, 1990).

6.2.8 Ácidos grasos

Los ácidos grasos son comúnmente utilizados para identificar el origen de la materia orgánica original de los sedimentos tanto marinos como terrestres. Por ejemplo, el EPA (C20:5) y el DHA (C22:6), estos ácidos grasos de cadena larga son característicos de fitoplancton marino, mientras que los ácidos grasos más cortos, como el C16:0 (ácido palmítico), están relacionados con materia orgánica de origen terrestre (Wakeham y Canuel, 1997; Kvenvolden y Cooper, 2003).

Estos compuestos se denotan por x:y (n+ Δ), donde x=número de átomos de carbono, y=el número de enlaces dobles, n=la longitud de la cadena y Δ = la posición del primer grupo metilo interrumpido por un enlace doble (Volkman et al., 1981).

En los sedimentos marinos ocurre la descomposición de la materia orgánica en donde los ácidos grasos sufren modificaciones, como la reducción de la longitud de la cadena o la desmetilización. Estos cambios son indicativos de procesos microbianos y pueden ayudar a la interpretación de las condiciones de oxigenación y la actividad biológica en los sedimentos (Blumer et al., 1980).

6.2.8.1 Ácidos grasos saturados

Son ácidos grasos que no contienen dobles enlaces entre los átomos de carbono. La presencia de estos puede indicar la entrada de materia orgánica de plantas terrestres al océano (Ficken, et al., 2000).

Tabla 19. Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de ácidos grasos saturados.

	MUESTRAS			
	AME-13	AME-25	123	141
8	0	0.0197	0.0054	0.0082
9	0.0866	0.0792	0.0418	0.1636
10	0.0237	0.0304	0.0206	0.0570
11	0.0305	0.0561	0.0456	0.0579
12	0.0785	0.0513	0.0528	0.1038
13	0.0106	0.0053	0.0053	0.0159
14	0.2342	0.1887	0.1438	0.2911
15	0.0322	0.0546	0.0362	0.0840
16	0.9572	0.3788	0.5250	1.1732
17	0.0261	0.0475	0.0282	0.0330
18	0.5420	0.3411	0.2901	0.5893
19	0.0032	0.0022	0.0013	0.0040
20	0.0154	0.0112	0.0091	0.0340

21	0.0012	0.0010	0.0006	0.0015
22	0.0079	0.0073	0.0051	0.0154
23	0.0023	0.0015	0.0011	0.0030
24	0.0126	0.0070	0.0064	0.0180
25	0.0021	0.0013	0.0013	0.0034
26	0.0049	0.0027	0.0023	0.0072

Los ácidos grasos saturados en las Formaciones Pimienta (Figura 25) y Agua Nueva (Figura 26) que se encuentran en la Tabla 19, tienen tres ácidos grasos representativos que destacan en peso respecto a los demás. El más elevado en peso es el C16, seguido del C18 y el tercero es el C14.

El C16 (ácido palmítico) es uno de los biomarcadores más comunes en estudios de paleoambientes, ya que está ampliamente distribuido en organismos marinos y terrestres, es especialmente relevante en la materia orgánica terrestre, como la biomasa vegetal o la materia orgánica, derivada de la descomposición de plantas y animales. Además, puede indicar un ambiente en el cual la productividad primaria fue alta (Blumer et al., 1980).

El C18 (ácido esteárico) se emplea para identificar la materia orgánica de origen animal, de fauna marina o terrestre. Se ha encontrado que, en sedimentos marinos antiguos podría estar relacionada con condiciones de productividad biológica más altas, o con la presencia de animales marinos y su descomposición (Wakeham y Canuel, 1997).

El C14 (ácido mirístico) es utilizado como un indicador de materia orgánica animal (especialmente en sedimentos marinos), y su presencia puede señalar un ecosistema marino con predominancia de biodiversidad animal. Pero, también está asociado con condiciones anaeróbicas en sedimentos, pudiendo ser un indicador de ambientes de baja oxigenación en la historia geológica (Dittmar y Paeng, 2009).

Además de los tres ácidos grasos principales, existe otro que se encuentra en nuestras muestras la AME-13, la AME-25 y la 141 y es el C:9 (ácido nonanoico), también conocido como ácido pelargónico, se asocia con biomarcadores microbianos, su presencia sugiere procesos de descomposición microbiana o condiciones anaeróbicas en los sedimentos marinos o lacustres antiguos (Volkman, 2006). Sin embargo, en la muestra 123 se encuentra el C:11 puede ser indicador microbiano, especialmente en entornos donde los procesos de descomposición anaeróbica en ambientes con baja disponibilidad de oxígeno (Dittmar y Paeng, 2009).

Los ácidos grasos de cadena larga (>C12) son comunes en organismos marinos como el fitoplancton, el zooplancton y de organismos más grandes, y se encuentran en mayor cantidad en los sedimentos marinos, debido a su mayor estabilidad en comparación con los ácidos grasos de cadena media. La descomposición de estos ácidos grasos, particularmente en condiciones de alta presión y temperatura, puede contribuir a la formación de hidrocarburos pesados, como el petróleo. Estos ácidos grasos son más persistentes en los sedimentos y son precursores importantes de los hidrocarburos en el proceso de maduración térmica (Tissot y Welte, 1984; Hunt, 1996).

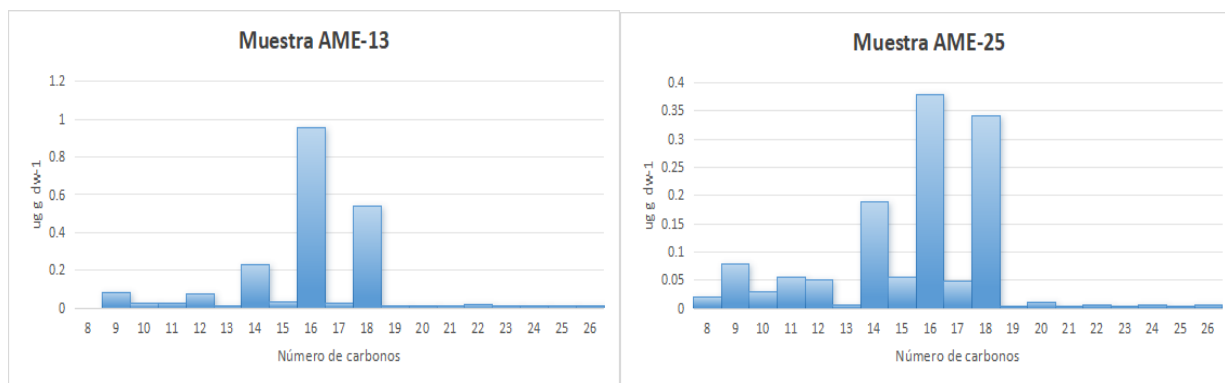


Figura 25. Diagrama de barras en que se muestra la cantidad de ácidos grasos en función del número de carbonos de ácidos grasos, obtenidos por CG-EM de la Formación Pimienta en las muestras AME-13 y AME-25.

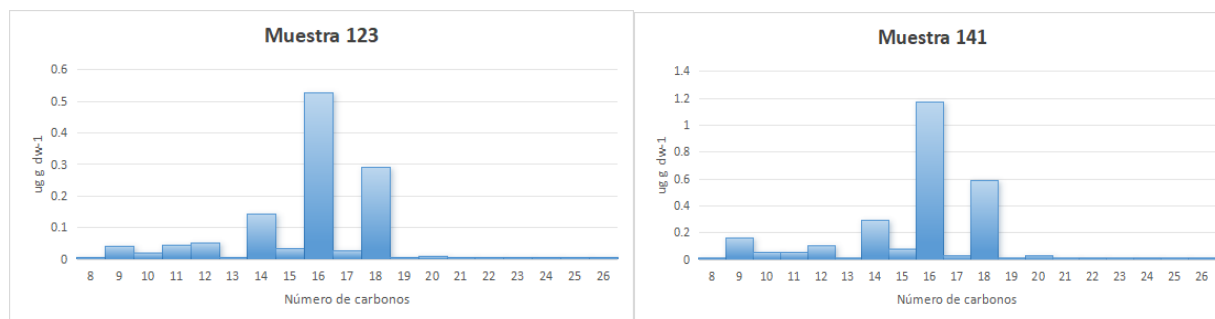


Figura 26. Diagrama de barras en que se muestra la cantidad de ácidos grasos en función del número de carbonos de ácidos grasos, obtenidos por CG-EM de la Formación Agua Nueva en muestras 123 y 141.

6.2.8.2 Ácidos grasos insaturados

Los ácidos grasos insaturados contienen uno o más dobles enlaces en su estructura, lo que les da una mayor fluidez, particularmente los monoinsaturados y los poliinsaturados, se encuentran en una variedad de organismos marinos, como el fitoplancton y algunas algas marinas.

Tabla 20. Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de ácidos grasos insaturados.

Ácido graso	MUESTRAS			
	AME-13	AME-25	123	141
14:1ω5	0.0067	0.0146	0.0041	0.0047
16:1ω7	0.0564	0.2963	0.0201	0.0618
18:2ω6,9	0.0041	0.0266	0.0130	0.0101
18:1ω9	0.0641	0.1289	0.0820	0.1753

Entre los ácidos grasos insaturados (Tabla 20) en 3 de las muestras (AME-13, 123, 141) destaca el 18:1 ω 9 (ácido oleico), predominante en muchas especies de plantas terrestres (Brassell y Eglinton, 1992); Seguido del 16:1 ω 7 comúnmente asociado con fitoplancton marino,

especialmente en diatomeas, dinoflagelados y algunas algas (Eglinton y Hamilton, 1967). El tercer ácido graso insaturado es 18:2 ω 6,9 (ácido linoleico), aunque es más común en plantas terrestres, también se puede encontrar en ciertas algas y fitoplancton marino (Diefendorf y Freimuth, 2019) y el último es el 14:1 ω 5, que se encuentra predominantemente en ciertos grupos de fitoplancton marino, como las diatomeas y otras microalgas, que son importantes fuentes de materia orgánica en ambientes marinos (Volkman, 2003). En conclusión, las muestras de ambas formaciones, de acuerdo con los ácidos grasos insaturados que se encontraron, reflejan un paleoambiente de una zona marina con contribuciones de materia orgánica derivada de plantas terrestres (18:1 ω 9 y 18:2 ω 6,9).

6.2.8.3 Ácidos grasos ramificados terminales

Los ácidos grasos ramificados terminales son característicos de actividad microbiana (Almendros et al., 1996) y procesos biogeoquímicos en sedimentos modernos y antiguos particularmente de bacterias sulfato reductoras (Boon, et. al., 1977). Los que se reflejaron en nuestras muestras se encuentran en la Tabla 21.

Tabla 21. Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de ácidos grasos ramificados terminales.

	MUESTRAS			
	AME-13	AME-25	123	141
i13	0.0005	0.0005	0.0008	0.0004
a13	0.0012	0.0009	0.0020	0.0008
i14	0.0113	0.0071	0.0087	0.0153
i15	0.0089	0.0059	0.0058	0.0143
a15	0.0160	0.0093	0.0105	0.0233

i16	0	0.0050	0.0073	0.0106
a16	0.0095	0.0238	0.0090	0.0198
i17	0.0035	0.0027	0.0016	0.0046
a17	0.0071	0.0041	0.0041	0.0094

Este tipo de ácidos grasos se divide en dos: el iso y anteiso (Figura 27), los primeros tienen una ramificación (un grupo metilo) en el carbono 2 de la cadena principal; y los segundos son muy similares a los primeros, sólo que estos llevan la ramificación en el tercer carbono de la cadena principal. En nuestras muestras tenemos solo el iso/anteiso del 13 al 17 lo que en los sedimentos se atribuye a la entrada de material microbiano, producido por microorganismos y no se encuentra fácilmente en plantas superiores lo que sugiere un ambiente marino (Sánchez García, 2007).



Figura 27. Ilustración del par de isómeros ramificados iso- y anteiso- del ácido graso pentadecanoico (C₁₅). Tomado de Sánchez García (2007).

6.2.8.4 Ácidos grasos ramificados de cadena media

En la Tabla 22, se muestran los ácidos grasos ramificados de cadena media en las muestras de la Fm. Pimienta se encuentran el 10-Me-18:0 y el 10Me-16:0, para las muestras de la Fm. Agua Nueva, contienen los dos ácidos grasos antes mencionados y se incluye el 10-Me-17:0.

Tabla 22. Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de ácidos grasos ramificados de cadena media.

Ácido graso	MUESTRAS			
	AME-13	AME-25	123	141
10Me-16:0	0	0.0067	0.0699	0.0294
10Me-17:0	0	0	0.0028	0
10Me-18:0	0.0314	0.0187	0.0183	0.0462

El 10 Me-18:0 es un ácido graso de los más comunes presente en bacterias anaeróbicas y se asocia con ambientes de bajo oxígeno, como los sedimentos marinos. El 10Me-16:0 está asociado de la misma manera con bacterias anaeróbicas, especialmente las que participan en procesos de respiración anaeróbica en ambientes marinos. El 10Me-17:0 se encuentra en comunidades bacterianas que realizan respiración anaeróbica y son típicamente dominantes en ambientes con bajos niveles de oxígeno. En general estos ácidos grasos son de gran relevancia en la caracterización de los tipos de respiración bacteriana, como la respiración anaeróbica, que ocurre en sedimentos profundos donde el oxígeno no se encuentra disponible (Parkes y Taylor, 1983; Wakeham y Beier, 1991).

6.2.8.5 Perfil de ácidos grasos

Los perfiles de ácidos grasos en los sedimentos son utilizados en estudios paleoambientales para reconstruir la productividad primaria original, en ocasiones la temperatura del agua y la disponibilidad de nutrientes. Los ácidos grasos específicos, como los derivados del fitoplancton marino, son útiles para inferir cambios en las condiciones del medio ambiente marino a lo largo del tiempo (Zhang et al., 2008; Mingram et al., 2004).

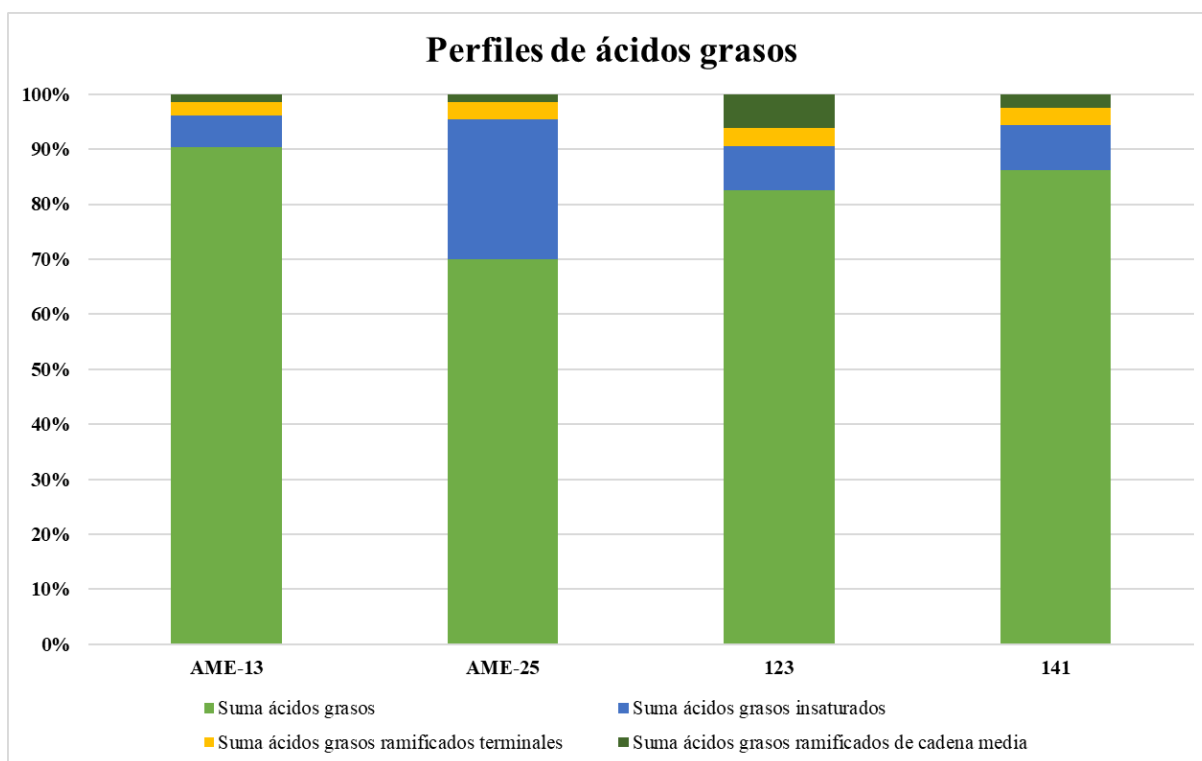


Figura 28. Perfiles de ácidos grasos obtenido por *CG-EM* mediante las sumatorias de los diferentes ácidos grasos contenidos en la Formación Pimienta en las muestras AME-13 y AME-25 y de la Formación Agua Nueva en las muestras 123 y 141.

De acuerdo con los ácidos grasos obtenidos por GC-MS de la Formación Pimienta y Agua Nueva se construyeron los perfiles de ácidos grasos de las cuatro muestras analizadas (Figura 28). Estos datos nos indican una preponderancia en los ácidos grasos saturados, que puede sugerir que provienen de un ecosistema terrestre o marino rico en materia orgánica. También puede ser indicativo de una zona restringida de los procesos de descomposición, como ambientes anaeróbicos o de baja oxigenación donde los ácidos grasos saturados son más resistentes a la descomposición (Wakeham y Canuel, 1997). La presencia de ácidos grasos insaturados sugiere una materia orgánica de origen marino, que puede ser indicativo de ciclos estacionales de baja productividad interrumpidos por ciclos de alta productividad biológica (Dittmar y Paeng, 2009). La poca existencia de los ácidos grasos ramificados terminales es asociada a bacterias anaeróbicas existentes en sedimentos de baja oxigenación (Cranston et al., 2012). Mientras que, la existencia de ácidos grasos ramificados de cadena media es un indicador de actividad microbiana; además, estos ácidos grasos pueden originarse por la descomposición microbiana de la materia orgánica en

condiciones donde la descomposición aeróbica es limitada (Kushner et al., 2012); lo que refuerza lo analizado con anterioridad respecto a los ácidos grasos predominantes en las muestras.

6.2.9 Alcoholes

Los alcoholes son moléculas orgánicas de cadena lineal, predominantemente, contienen un número par de átomos de carbono por molécula, y su grupo funcional es un grupo hidroxilo (-OH) unido a un carbono saturado (es decir, sin enlaces dobles). Los alcoholes son producidos por organismos como algas, bacterias y plantas terrestres en ocasiones como alcoholes libres o como ceras de éster, en combinación con los ácidos grasos, su presencia en sedimentos proporciona información valiosa sobre las condiciones de depósito. Es importante enfatizar que en ocasiones estas moléculas (los alcoholes) se forman por reducción de los ácidos grasos, ya que tienen un número par de carbonos (Eglinton y Murphy, 1969). Los alcoholes de cadena larga poseen una estructura básica, que forma parte de los monoterpenos acíclicos.

Tabla 23. Valores obtenidos por análisis de CG-EM para el grupo de alcoholes.

	MUESTRAS			
	AME-13	AME-25	123	141
12	0.0262	0.0406	0.0339	0.0013
13	0.0111	0.0133	0.0179	0.0017
14	0.0671	0.0763	0.0773	0.0409
15	0.0169	0.0154	0.0186	0.0130
16	0.1017	0.0844	0.0557	0.0954
17	0	0	0	0

18	0.1170	0.0631	0.0322	0.0505
19	0	0	0	0
20	0.0034	0.0045	0.0020	0.0027
21	0	0	0	0
22	0	0.0043	0.0018	0.0026
23	0	0	0	0
24	0.0039	0.0127	0.0064	0.0103
25	0	0	0	0
26	0	0.0029	0.0019	0.0031
27	0	0	0	0
28	0	0.0021	0	0

Los alcoholes presentes en las muestras de ambas formaciones (Tabla 23) son de cadena larga (C12-C28). En general, los alcoholes con números pares de átomos de carbono, del C12-C22, se asocian con fitoplancton y bacterias marinas, los C14-C18 se encuentran en varios aceites de pescado (Mair, 1964).

Los alcoholes del C12-C16, generalmente tienen un origen terrestre, aunque en ambientes marinos cercanos a la costa, pueden indicar la influencia de vegetación costera o de materia orgánica proveniente de la superficie terrestre, es decir, este patrón puede sugerir que los sedimentos fueron depositados en un ambiente costero o marginal (Meyers, 1997); Los alcoholes más largos C24-C28 pueden ser indicadores de vegetación o animales terrestre (Sachse, et al., 2012). Los alcoholes C26-C32 son componentes de ceras vegetales y animales (Mair, 1964), aunque de igual manera estos alcoholes (C18-C28) pueden ser indicadores de especies autóctonas

marinas, son resistentes a la diagénesis, lo que los hace muy útiles para reconstruir los paleoambientes (Meyers, 1994).

En los alcoholes de las Formación Pimienta (Figura 29) y Agua Nueva (Figura 30) destaca la predominancia de C16, C14, C12 y C18 (en orden descendente de acuerdo al peso), al tener la preponderancia de estos alcoholes, se deduce que los sedimentos contienen materia orgánica marítima. También se detectó el C24, que igualmente hace referencia a biomasa marina, pero también común en cera de hojas de plantas terrestres. La proporción de cadenas par frente a las cadenas impar sugiere el predominio de fuentes acuáticas sobre las terrestres (Ficken, et al., 2000). Por estas razones, para ambas formaciones una mayor presencia de alcoholes de cadena corta podría sugerir que los sedimentos provienen de zonas cercanas a la costa o que la vegetación terrestre jugó un papel importante en la producción de materia orgánica (Hunt, 1996).

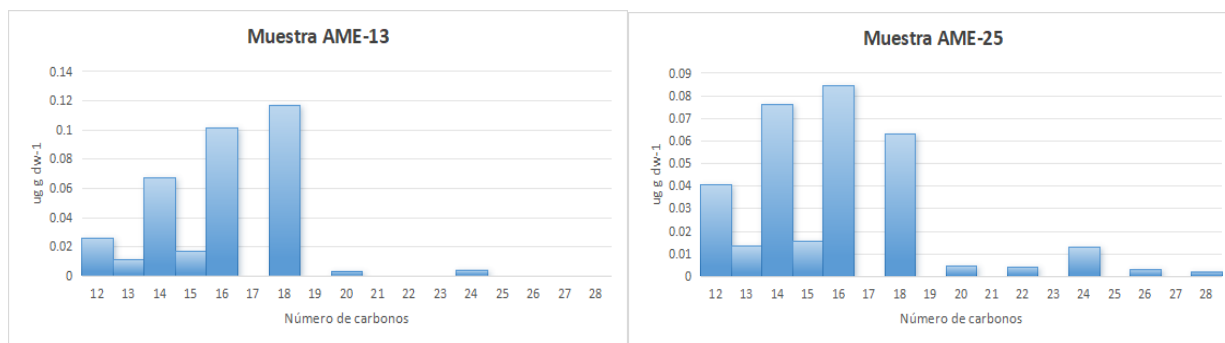


Figura 29. Diagrama de barras obtenido del análisis de alcoholes por CG-EM de la Formación Pimienta en las muestras AME-13 y AME-25.

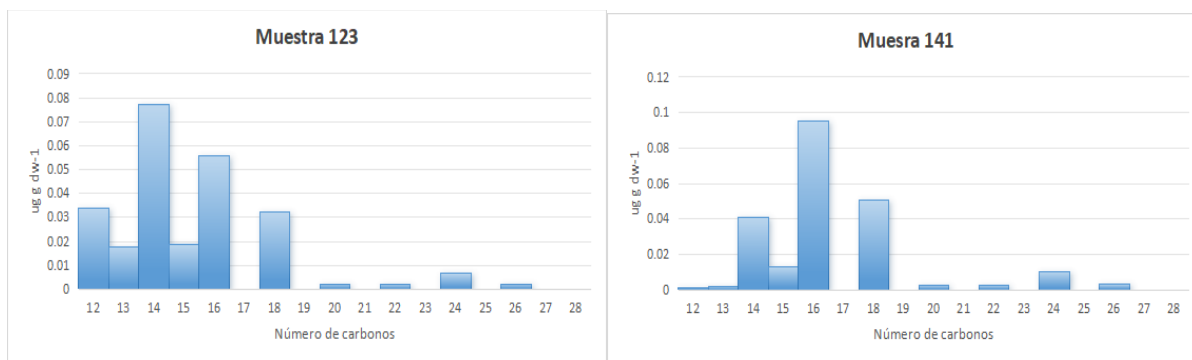


Figura 30. Diagrama de barras obtenido del análisis de alcoholes por CG-EM de la Formación Agua Nueva en las muestras 123 y 141.

Capítulo 7. Conclusiones y recomendaciones

El análisis realizado sobre las muestras pertenecientes a las Formaciones Pimienta (AME-13 y AME-25) y Agua Nueva (123 y 141) permite establecer que ambas unidades geológicas presentan un potencial generador de hidrocarburos, aunque con características distintas en cuanto a su madurez térmica, ambiente de depósito y grado de generación.

La Formación Pimienta muestra un perfil consistente de roca generadora autóctona con presencia de hidrocarburos, en ambientes predominantemente anóxicos y de cuenca abierta. La materia orgánica presenta un alto grado de madurez, resultado de procesos anaeróbicos en condiciones marinas con significativo aporte continental (plantas superiores) y escaso material bacteriano. Si bien se confirma la generación de hidrocarburo, esta no ocurre en altos grados ni en grandes proporciones, lo cual se relaciona con la calidad de la materia orgánica y las condiciones térmicas ($\sim 100\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Por otra parte, la Formación Agua Nueva presenta un contraste en las condiciones de depósito, destacando ambientes de cuenca restringida y presencia de condiciones oxidantes (muestra 123) y reductoras (muestra 141). Aunque ambas muestras también son autóctonas y evidencian generación de hidrocarburos, la muestra 123 refleja un bajo grado de madurez térmica, indicativo de una etapa incipiente en la generación de hidrocarburos. La muestra 141, en cambio, presenta una madurez intermedia y condiciones más favorables para la generación de hidrocarburo, aunque igualmente en proporciones no elevadas.

Ambas formaciones comparten ciertas características clave, como el aporte de materia orgánica de fuentes mixtas (marina y terrestre), la baja actividad vegetal y animal marina, además de la presencia de materia orgánica bien preservada, lo cual es evidencia de condiciones anóxicas o con baja oxigenación en fondos marinos o zonas costeras. Estos elementos confirman la existencia de vida primitiva y de ambientes geológicos propicios para la preservación de materia orgánica.

En conjunto, los datos sugieren que tanto Formación Pimienta como Agua Nueva poseen potencial generador de hidrocarburos, aunque con diferentes niveles de madurez y condiciones de formación. Estas diferencias deben considerarse al evaluar su viabilidad como unidades productoras de hidrocarburos, ya que depende de varios factores, entre ellos de la tasa de

hundimiento, la depredación, la tasa de sedimentación, la energía de la corriente y el grado de circulación del agua de fondo.

Se sugiere verificar el orden cronológico de la secuencia donde fueron tomadas las muestras para corroborar los cambios en las condiciones específicas del paleoambiente y el análisis a detalle de los espectros de masas porque sus proporciones pueden dar indicios de estructuras de huellas moleculares de organismos específicos.

Capítulo 8. Referencias citadas en el texto

Albaigés, J., y Grimalt, J. (1987). Contribución de la geoquímica orgánica a la reconstrucción de paleoambientes y procesos diagenéticos. *Acta Geológica Hispánica*, 557-583.

Albarède, F. (2009). *Geochemistry An Introduction* (Segunda edición). New York: Cambridge University Press.

Albrecht, P., Vandenbroucke, M., y Mandengué, M. (1976). Geochemical studies on the organic matter from the Douala Basin (Cameroon)—I. Evolution of the extractable organic matter and the formation of petroleum. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40(7), 791–799.

Almendros, G., Sanz, J. y Velasco, F., (1996). Signatures of lipid assemblages in soils under continental Mediterranean forest. *European Journal of Soil Science*. 47, 183-196.

Ángeles Trigueros, S. A. (2012). *Bioformas microscópicas en pirita Sedimentaria y sus implicaciones astrobiológicas* [Tesis de Licenciatura]. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

Badillo Cadena, L. A. (2014). *Geoquímica Orgánica aplicada a rocas pertenecientes al Jurásico Medio-Superior del afloramiento “Aztlán” municipio de Huehuetla. Hidalgo (México): implicaciones paleoambientales* [Tesis de Licenciatura]. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

Barret, S.M, Volkman, J.K. y Dunstan, G.A. (1995). Sterols of 14 Species of Marine Diatoms (Bacillariophyta). *Journal of Phycology*, 31, 360-369.

Bendoratis, J. G., (1974). Hydrocarbons of biogenic origin in petroleum-aromatic triterpenes and bicyclic sesquiterpenes. *Adv. in Org. Geochemistry*, París, Pág. 209-224.

Bianchi, T.S. y Canuel E. (2011). *Chemical Biomarkers in Aquatic Ecosystems*, Princeton University Press y Oxford.

Blanco Piñón, A., Maurrasse, F. J., Duque, F., y Delgado, A. (2011). Anoxic-dysoxic- oxic conditions in the Cenomanian Agua Nueva Formation (Upper Cretaceous) in central México and their relation to Oceanic Anoxic Event 2 (OAE 2). *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 43(5), 421.

Blanco Piñón, A., Maurrasse, F. J., Rojas León, A., y Duque Botero, F. (2008). Cyanobacteria / Foraminifera Association from Anoxic / Dysoxic Beds of the Agua Nueva Formation (Upper Cretaceous - Cenomanian/Turonian) at Xilitla, San Luis Potosí, Central Mexico (Resumen). *Eos Trans. AGU* 89 (23).

Blanco Piñón, A., Maurrasse, F. J., Zavala Díaz de la Serna, F. J., López Doncel, R. A., Ángeles Trigueros, S. A., Hernández Ávila, J., y Juárez Arriaga, E. (2014). Evidencias petrográficas de estructuras de origen algal/bacteriano en carbonatos de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico Superior) en Xilitla, S.L.P. México central. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2), 397-412.

Blanco Piñón, A., Shimada, K., y González Barba, G. (2005). Lamnoid vertebrae from the Agua Nueva Formation (Upper Cretaceous: lower Turonian), northeastern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(1), 19-23.

Balzer, W. (1981). Chapter 13. Organic Sulphur in the Marine Environment. *Marine Organic Chemistry - Evolution, Composition, Interactions and Chemistry of Organic Matter in Seawater*. Págs. 395–414. doi:10.1016/s0422-9894(08)70335-0

Blumer, M., Lichtenstein, R., y Nissenbaum, A. (1980). The origin of aliphatic hydrocarbons and fatty acids in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44(4), 749-755.

Brassell, S. C. y Eglinton, G. (1992). Biomarkers for marine and terrestrial organic matter in sediments. *Marine Chemistry*, 41(1-2), 113-134.

Brassell, S. C., Eglinton, G., Maxwell, J. R., y Philp, R. P. (1978). Natural Background of Alkanes in the Aquatic Environment. *Aquatic Pollutants*, 69–86.

Bray, E. y Evans, E. (1961). Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 22(1), 2–15.

Brocks, J. J., Grosjean, E., y Logan, G. A. (2008). Assessing biomarker syngeneity using branched alkanes with quaternary carbon (BAQCs) and other plastic contaminants. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(3), 871–888.

Brooks, J. y Smith, J. (1967). The diagenesis of plant lipids during the formation of coal, petroleum and natural gas—I. Changes in the n-paraffin hydrocarbons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(12), 2389–2397.

Brooks, J. J. y Summons, R.E. (2014). *Sedimentary Hydrocarbons, Biomarkers for Early Life*. Elsevier, Volumen 8, 63-115.

Burcik, J. E. (1979). *Properties of petroleum reservoir fluids*. International Human Resources Development Corporation, John Wiley & Sons. Boston, USA.

Caballero Miranda, C. (2012). *Apuntes/Guía de estudio de Procesos Sedimentarios*. Obtenido de *Geofísica* Unam: <https://usuarios.geofisica.unam.mx/cecilia/cursos/GuiaApProcS.html>

Caballero Miranda, C. I. (2022). Caracterización de ambientes sedimentarios. Obtenido de UNAM: <https://usuarios.geofisica.unam.mx/cecilia/cursos/61-AmbS.pdf>

Cacho Alfaro, N. G. (2016). *Petrografía y microfacies de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano Superior, Cretácico Superior) en el extremo sureste de la Sierra Las Mitras, Monterrey, Nuevo León, México: implicaciones paleoambientales*. [Tesis de Maestría]. Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Cantú Chapa, A. (1976). El contacto Jurásico-Cretácico, la estratigrafía del Neocomiano, el Hiato Auteriviano, Superior-Eoceno inferior y las amonitas del pozo Bejuco 6 (Centro-Este de México). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 37, 60-69.

Cantú Chapa, A. (1998). Las transgresiones Jurásicas en México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15 (1), 25-37.

Comisión Nacional de Hidrocarburos (2017). Atlas Geológico, Cuenca Sabinas-Burgos: Centro Nacional de Información de Hidrocarburos. México.

Comisión Nacional de Hidrocarburos (2018). Atlas Geológico, Tampico-Misantla: Centro Nacional de Información de Hidrocarburos. México.

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), (2024). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el Acuífero Perote Zalayeta, Estado de Veracruz. Subdirección General

Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas: Ciudad de México, 1-43. chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/veracruz/DR_3004.pdf

Correa Maya, C.A., Marcadores Biológicos, extracción y usos. *Revista Universidad de Eafit*, 101, 97-108.

Cranston, R. E., Jones, R. J., y Stokes, H. M. (2012). Biomarkers for anaerobic environments: Understanding fatty acid profiles in sediments. *Geobiology*, 10(3), 189-203.

Damsté, J. S., Irene, W., Rijpstra, C., de Leeuw, J. W., y Schenck, P. A., (1988). Origin of organic sulphur compounds and sulphur-containing high molecular weight substances in sediments and immature crude oils. *Organic Geochemistry*, 13(4-6), 593–606.

De Mahiques, M. M., Hanebuth, T. J. J., Nagai, R. H., Bicego, M. C., Figueira, R. C. L., Sousa, S. H. M., y Freitas, M. E. F. (2017). Inorganic and organic geochemical fingerprinting of sediment sources and ocean circulation on a complex continental margin (São Paulo Bight, Brazil). *Ocean Science*, 13(2), 209–222.

Delgado Ángeles, A. (2011). *Estratigrafía y Petrografía de los sedimentos de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico Superior) y sus implicaciones con Anoxia Oceánica* [Tesis de Licenciatura]. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales. ICBI. UAEH.

Demant, A. y Robin, C. (1975). Las fases del vulcanismo en México: Una síntesis con la evolución geodinámica desde el Cretácico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 75 (1), 66-79.

Diefendorf, A. F., y Freimuth, E. J. (2017). Assessing the use of plant biomarker distributions as proxies for paleoenvironmental reconstruction in marine sediments. *Earth-Science Reviews*, 172, 128-142.

Didyk, B. M., Simoneit, B. R. T., Brassell, S. C., y Eglinton, G. (1978). Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature*, 272(5650), 216–222.

ERNO. (2023). *ERNO*. Recuperado de *ERNO* Insituto de Geología de la UNAM: <http://www.erno.geologia.unam.mx/contenido/geoquimica>

Echanove Echanove, O. (1986). Geología Petrolera de la Cuenca de Burgos. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 38(1), 3-39.

Eglinton, G. y Calvin, M. (1966) Chemical Fossils. *Scientific American*, 216, 32-43. <https://doi.org/10.1038/scientificamerican0167-32>.

Eglinton G. y Murphy M. T. J. (1969). *Organic Geochemistry. Methods and Results*. Springer, Berlín, 828.

Eglinton, G., y Hamilton, R. J. (1967). Leaf epicuticular waxes. *Science*, 156, 1322-1335.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda García, M. y Marrett Randall. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53 (1), 1-26.

Eguiluz de Antuñano, S., Olivares Ramos, D. y López Martínez, R. (2012). Discordancia entre el Jurásico y Cretácico en Huizachal, Tamaulipas, México: Su posible correlación con un límite de secuencia global: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29 (1), 87-102.

El Nemr, A., Moneer, A. A., Ragab, S., & El Sikaily, A. (2016). Distribution and sources of n-alkanes and polycyclic aromatic hydrocarbons in shellfish of the Egyptian Red Sea coast. *The Egyptian Journal of Aquatic Research*, 42(2), 121–131.

Fac. de Química. UNAM (2020). Bases de RMN, Obtenido de Fundamentos de Espectroscopía.

Fac. Ingeniería, UNAM. (2014). Clase 8 Génesis de los hidrocarburos. Obtenido de UNAM: <https://usuarios.geofisica.unam.mx/gvazquez/geoquimpetrolFI/zonadesplegar/Clases/Clase%208%20Genesis%20de%20los%20hidrocarburos.pdf>

Fan, P., Philp, R. P., Li, Z., Yu, X., & Ying, G. (1991). Biomarker distributions in crude oils and source rocks from different sedimentary environments. *Chemical Geology*, 93(1-2), págs. 61–78. doi:10.1016/0009-2541(91)90064-x

Flores Castro, K., Montaña, S., González, Y., Ruíz Estrada, E., Esquivel, C., Torres Valencia, J. M., y Durán Álvarez, J. C. (2011). Geoquímica orgánica aplicada a madera fósil del género, *Javelinoxylon* depositada en sedimentos del Cretácico Superior de la Sierra Cuesta del Infierno, Aldama, Chihuahua (México) Monclova, Coahuila: *Actas INAGEQ XXI Congreso Nacional de Geoquímica*, 49-53.

Ficken, K. J., Li, B., Swain, D. L., y Eglinton, G. (2000). An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Organic Geochemistry*, 31(7-8), págs. 745-749.

Frolov, E. B., y Smirnov, M. B. (1994). Unsaturated hydrocarbons in crude oils. *Organic Geochemistry*, 21(2), 189–208.

Fu, J., Sheng, G., Xu, J., Jia, R., Fan, S., Peng, P., y Gou, A. P. (1992). Biomarker compounds as indicators of paleoenvironments. *Chinese Journal of Geochemistry*, 11(1), 1–12.

García Álvarez, A. (Julio de 2018). Aplicación de técnicas de resonancia magnética nuclear al estudio de miosistemas [Tesis de doctorado], Universidad Complutense de Madrid. Madrid: Universidad Complutense de Madrid.

García Barradas, O. (2024). Cromatografía de Gases/Espectrometría de Masas (GC/MS). Obtenido de Universidad Veracruzana: <https://www.uv.mx/sara/equipamiento/gcms/#:~:text=La%20Cromatograf%C3%ADa%20de%20Gases%20acoplada,de%20sustancias%20vol%C3%A1tiles%20y%20semivol%C3%A1tiles.>

García González, M.A. Sánchez Mendoza, E. Waksman Minsky, N.H y Saucedo, A.L. (2022). Fundamentos y analogías para entender mejor la espectroscopía de RMN. *Revistas UNAM*. <https://doi.org/10.22201/fq.18708404e.2022.4.0.81520>

Gamper, M. A. (1977). Estratigrafía y Microfacies Cretácicas del Anticlinorio Huizachal-Peregrina (Sierra Madre Oriental). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* (2), 1-17. doi:<http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1977v38n2a1>

Goldhammer, R. K., y Johnson, C. A. (2001). Middle Jurassic-Upper Cretaceous Paleogeographic Evolution and Sequence-stratigraphic Framework of the Northwest Gulf of

Mexico Rim. *The Western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*. (AAPG Mem. 75), 45–81.

Gonzalez García, R. y Holguin Quiñonez, N. (1992). Rocas generadoras de México. *Petróleos Mexicanos: Oil and Gas Journal*, 42 (1), 16-30.

González Vila, F.J. (1995). Alkane Biomarkers. Geochemical Significance and Application in Oil Shale Geochemistry. In: Snape, C. (eds) *Composition, Geochemistry and Conversion of Oil Shales*. NATO ASI Series, vol 455. Springer, Dordrecht.

Grantham, P.J. y Wakefield, L.L. (1988). Variations in sterane carbon number distributions of marine source rock derived crude oils through geological time. *Organic Geochemistry*, 12 (1), 67-73.

Guiñez, M., Valdés, J., y Sifeddine, A. (2010). Variabilidad espacial y temporal de la materia orgánica sedimentaria, asociada a la Zona de Mínimo Oxígeno (ZMO), en un ambiente costero del norte de la corriente de Humboldt, bahía de Mejillones, Chile. *Latin American Journal of Aquatic Research*, 38(2), 242-253.

Gutiérrez Bouzán, M. C., y Droguet, M. (2002). La cromatografía de gases y la espectrometría de masas: identificación de compuestos causantes de mal olor. *Boletín intexter (U.P.C.)* (122), 35-41. Obtenido de <https://upcommons.upc.edu/bitstream/handle/2099/2733/5CROM?sequence=1>

Harfmann, J. L., Avery, G. B., Rainey, H. D., Mead, R. N., Skrabal, S. A., Kieber, R. J., Podgorski, D. C. (2021). Composition and lability of photochemically released dissolved organic matter from resuspended estuarine sediments. *Organic Geochemistry*, 151, 104164. doi:10.1016/j.orggeochem.2020.104

Hedges, J. I., y Keil, R. G. (1995). Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative. Marine Chemistry. *Marine Chemistry ELSEVIER*, 49, 81-115.

Heim, A. (1926). Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 20 (1), 84-87.

Hernández Blanco, Fernando José. (2019). *Análisis y caracterización de hidrocarburos aromáticos policíclicos prioritarios de 4 y 5 anillos y sus metabolitos provenientes de microalgas*. [Tesis de Doctorado]. Universidad Nacional Autónoma de México

Hernández Hernández, A. (2008). *Geoquímica Orgánica de rocas sedimentarias Mesozoicas de la Región de Molango, Estado de Hidalgo (México): implicaciones biogeoquímicas utilizando biomarcadores*. [Tesis de licenciatura]. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

Herrera Herbert, J. (2020). Ingeniería de la perforación de pozos de petróleo y gas (2da ed., Vol. I: Origen y características de los hidrocarburos). Madrid: Universidad Politécnica de Madrid. E.T.S. de Ingenieros de Minas y Energía. doi:10.20868/UPM.book.62714

Hindustan Petroleum Corporation Limited. (2011). Hp Bitumen Handbiobook. Mumbai: A Government of India Enterprise.

Hjulstrom, B., e Isaksson, S. (2008). Identification of activity area signatures in a reconstructed Iron Age house by combining element and lipid analyses of sediments. *Journal of Archaeological Science*, 36, 174-183.

Hoering, T. (1980) Monomethyl, acyclic hydrocarbons in petroleum and rock extracts. *Carnegie Institute, Washington, Yearbook* 80, 389-394.

Hudges, W. B. (1985) Use of thiophenic organosulphur compounds in characterizing of oils derived from carbonate versus siliciclastic sources. *AAPG Studies in Geology*, No. 18, 181-196.

Hughes W., Holba A. y Dzou L., (1995) The ratios of dibenzothiophene to phenantrene and pristane to phytane as indicators of depositional environment and lithology of petroleum source rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 59. Págs. 3581-3598.

Hunt, J. M. (1996). *Petroleum Geochemistry and Geology* (2nd ed.). W.H. Freeman and Company.

Imlay, R. W., Cepeda, E., Alvarez, M. y Díaz, T. (1939). Upper Jurassic Amonites from Mexico. *Bulletin of American Society*, 5, 1-78.

Imlay, R. W., Cepeda, E., Alvarez, M. y Díaz, T. (1948). Stratigraphic relations of certain Jurassic Formations in Eastern Mexico. *Bulletin of American Society*, 32 (9), 1750-1761.

Justo P., V. M., Hernando, G. S., y D.H., V. M. (2008). Espectroscopia. Fundamento de la resonancia magnética nuclear. (U. S. Social, Ed.) *Entornos* (21), 89-94.

Kaiser, J., y Arz, H. W. (2016). Sources of sedimentary biomarkers and proxies with potential paleoenvironmental significance for the Baltic Sea. *Continental Shelf Research*, 122, 102–119.

Kenig, F., Simons, D. J. H., y Anderson, K. B. (2001). Distribution and origin of ethyl-branched alkanes in a Cenomanian transgressive shale of the Western Interior Seaway (USA). *Organic Geochemistry*, 32(7), 949–954. doi:10.1016/s0146-6380(01)00049-3.

Kenig, F., Simons, D. J. H., Crich, D., Cowen, J. P., Ventura, G. T., y Rehbein Khalily, T. (2005). Structure and distribution of branched aliphatic alkanes with quaternary carbon atoms in Cenomanian and Turonian black shales of Pasquia Hills (Saskatchewan, Canada). *Organic Geochemistry*, 36(1), 117–138.

Kissin, Y. (1987). Catagenesis and composition of petroleum: Origin of n-alkanes and isoalkanes in petroleum crudes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(9), 2445–2457. doi:10.1016/0016-7037(87)90296-1.

Koons, C.B., Jamieson, G.W. y Ciereszko, L.S. (1965). Normal alkane distributions in marine organisms; possible significance to petroleum origin. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*, 49 (3), 301-316.

Kohnen, M. E. L., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J. S., de Leeuw J. W., Merritt, D. A., y Hayes, J. M. (1992). Recognition of paleobiochemicals by a combined molecular sulfur and isotope geochemical approach. *Science*. 256, 403-419.

Kushner, D. J., Kim, B. J., y Yang, M. (2012). The role of branched-chain fatty acids in microbial adaptation to extreme environments. *Microbial Ecology*, 64 (2), 457-467.

Kvenvolden, K.A., y Cooper, C.A. (2003). The role of organic biomarkers in geochemical studies of marine and lacustrine sediments. *Marine Geology*, 195 (1-4), 1-12.

Li, C., Ma, S., Xia, Y., He, X., Gao, W., y Zhang, G. (2020). Assessment of the relationship between ACL/CPI values of long chain n-alkanes and climate for the application of paleoclimate over the Tibetan Plateau. *Quaternary International*.

Macellari, C. E. (2021). El Ciclo del Petróleo. Boletín Brackebuschiano. *Geociencias y Sociedad*, 1-9.

Maldonado Koerdell, M. (1956). Peces fósiles de México. III. Nota preliminar sobre los peces del Turomiano Superior de Xilitla, San Luis Potosi (Mexico). *Ciencia México* 16, 31-35.

Mair, B. J. (1964). Terpenoids, fatty acids and alcohols as source materials for petroleum hydrocarbons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28(8), págs. 1303–1321.

Martín Gavilán, O., y Gómez Juaristi, M. (2024). Cromatografía de Gases-Masas (GC-MS). Obtenido de Universidad Complutense Madrid: <https://cai.ucm.es/ciencias-tierra-arqueometria/tecnicas-geologicas/tecnicas/cromatografia-de-gases-masas-gc-ms/38/>.

Martin, T. H., y Hodgson, G. W. (1973). Geochemical origin of organic sulfur compounds: Reaction of phenylalanine with elemental sulfur. *Chemical Geology*, 12(3), Págs. 189–208. doi:10.1016/0009-2541(73)90088-0

Martinez Reyes, J., Gonzalez Partida, E. y Perez, R. (2009). Uso de las Propiedades Fisicoquímicas de Oligonucleótidos como Biomarcadores. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61 (2), 167-175.

Martinez Yañez, M (2021). *Condiciones paleoambientales durante la transición Jurásico-Cretácico y sus implicaciones en el contenido de Materia Orgánica de la Formación Pimienta, Cuenca de Huayacocotla, México* [Tesis de Maestría]. Instituto Politécnico Nacional.

Manskaya, S.M. y Drozdova, T.V. (1968). *Geochemistry of Organic Substances*. Pergamon Press, Hungría.

McAuliffe, C. (1966). Solubility in Water of Paraffin, Cycloparaffin, Olefin, Acetylene, Cycloolefin, and Aromatic Hydrocarbons. *The Journal of Physical Chemistry*, 70(4).

McSween Jr, H. Y., Richardson, S. M., y Uhle, M. (2003). Geochemistry: Pathways and processes. *Columbia University Press*, 94-110.

- Mencias, J. (2019). *Resonancia Magnética Nuclear*. Javier Mencias.
- Meinschein, W., G. (1959). *Origin of Petroleum*. AAPG Bulletin, 43.
- Méndez, D. C. (2018). *Geoquímica Orgánica de la madera del género fósil Agathoxylon (Araucariaceae) del Cretácico Superior, Potrero el Llano, Aldama, Chihuahua* [Tesis de Licenciatura]. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.
- Merck (2024). Cromatografía de gases (GC). Obtenido de sigmaaldrich: <https://www.sigmaaldrich.com/MX/es/applications/analytical-chemistry/gas-chromatography>
- Meyers, P. A. (1994). Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 114(3-4), págs. 289–302.
- Meyers, P. A. (1997). Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, 27(5-6), págs. 213–250.
- Michalzik, D., (1988), Trias bis tiefste Unter- Kreide der Nordostlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko- Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinental randes: Technischen Hochschule Darmstadt, Darmstadt, Alemania [Tesis de doctorado]. 247 p.
- Mingram, J., Schulz, H. M., y Pross, J. (2004). Paleoenvironmental reconstruction using long-chain alkanones from marine sediments: A review. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68 (23), 4447-4466.
- Mitterer, R., Dzou, I., Miranda, R., y Caughey, M. (1988). Extractable and pyrolyzed hydrocarbons in shallow-water carbonate sediments, Florida Bay, Florida. *Organic Geochemistry*, 13(1-3), 283–294. doi:10.1016/0146-6380(88)90047-2.
- Mlessi, A. C., Sellanes, J., Gallardo, V. A., y Lange, C. B. (2005). Osseous skeletal material and fish scales in marine sediments under the oxygen minimum zone off northern and central Chile. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 64, 185-190. doi:10.1016/j.ecss.2005.02.013
- Montaño Ruiz, L. S. (Enero de 2013). *Geoquímica orgánica de las rocas siliciclásticas del Cretácico Superior de la Sierra Cuesta El Infierno (municipio de Aldama, Chihuahua), mediante la interpretación de Biomarcadores* [Tesis de Licenciatura]. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Mineral de la Reforma, Hidalgo, México.

Moldowan, J.M. y Peters, K.E. (1993). The Biomarker Guide: Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments. *Prentice Hall, Englewood Cliffs*, NJ, 1993; 363.

Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy* (Segunda ed.). Reino Unido: Wiley-Blackwell.

Núñez Useche, F., Canet, C., Barragán, R., y Alfonso, P. (2016). Bioevents and redox conditions around the Cenomanian–Turonian anoxic event in Central Mexico. *ELSEVIER*, 205-226.

Ochoa Camarillo, H. R., Buitrón, B. E. y Silva Pineda, A. (1998). Contribución al conocimiento de la Bioestratigrafía, paleoecología y tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15 (1), 57-63.

Orr, W. L., y Sinninghe Damsté, J. S. (1990). Geochemistry of Sulfur in Petroleum Systems. *ACS Symposium Series*, págs. 2–29. doi:10.1021/bk-1990-0429.ch001

Padilla y Sanchez. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59 (1), 19-42.

Palomino (2008). *Agua Nueva*. Obtenido de Servicio Geológico Mexicano: <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/AguaNueva.pdf>

Parga-Macías, J. A. (1967). Estudio Geológico Económico de las Formaciones del Cretácico Inferior y Jurásico Superior del Campo de Poza Rica, Estado de Veracruz [Tesis de Licenciatura]. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Parkes, R. J., y Taylor, J. (1983). The relationship between fatty acid distributions and bacterial respiratory types in contemporary marine sediments. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 16(2), 173–189. doi:10.1016/0272-7714(83)90139-7.

Pasotti, P. (S/F). *Rocas Sedimentarias*. Obtenido de www.fceia.unr.edu.ar: <https://www.fceia.unr.edu.ar/geologiaygeotecnia/Rocas%20Sedimentarias.pdf>

Peralta Yahya, P. P., Ouellet, M., Chan, R., Mukhopandhyay, A., Keasling, J. D. y Lee, T. S. (2011) Identification and Microbial production of a terpene-based advanced biofuel. *Nature Communications*, Pág. 483-490.

Peters, K. E., Walters, C. C., y Moldowan, J. M. (2005). *The Biomarkers Guide* (2 ed., Vol. 1). Cambridge, UK.: Cambridge University Press. doi:0521837634

Philp, R. P. (1985). Biological Markers in Fossil Fuel Production. (J. W. Inc., Ed.) *Mass Spectrometry Reviews*, 4, 1-54.

Philp R.P. (1985). *Methods in geochemistry and geophysics*. Elsevier Science Published.

Philp, R. P., Gilbert, T.D., y Friedrich, J., (1981). Bicyclic sesquiterpenoids and diterpenoids in Australian crude oils. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 1173-1180.

Philp, R. P., y Lewis, C. A. (1987). Organic Geochemistry of Biomarkers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15(1), 363–395.

Portillo, E., Torres, J., González, A., Esteves, I., Rojas, J. y Escobar, M. (2008). Origen, madurez térmica y nivel de alteración de menes en el piedemonte de la Sierra de Perijá, Venezuela. *Revista Técnica de la Facultad de Ingeniería Universidad del Zulia*. Págs. 97-106.

Powell, T. G., y Mckirdy, D. M. (1973). Relationship between Ratio of Pristane to Phytane, Crude Oil Composition and Geological Environment in Australia. *Nature Physical Science*, 243(124), 37–39. doi:10.1038/physci243037a0.

Quideau, S. A., McIntosh, A. C., Norris, C. E., Lloret, E., Swallow, M. J., Hannam, K. (2016). Extraction and Analysis of Microbial Phospholipid Fatty Acids in Soils. *J. Vis. Exp.* (114), e54360, doi:10.3791/54360.

Quijano, M. L., y Castro, J. M. (2015). Estratigrafía molecular: los biomarcadores como indicadores de cambios climáticos y ambientales en la historia de la Tierra. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 180-193. doi:1132-9157

Rangel, A., Osorno, J., Ramírez, J., De Bedout, J., González, J., y Pabón, J. (2017). Geochemical Assessment of the Colombian oils base on bulk petroleum properties and biomarker parameters. *Marine and Petroleum Geology*, 1291-1309.

Renniger, N., y McPhee, D. (2008). Fuel compositions comprising farnesane and farnesane derivatives and method of making and using same. U.S. Patent No. 7399323.

Rivera Lucas, A., Osorio Andrade, S., Colín García, M., Flores Castro, K., Núñez Useche, F., Esquivel Macias, C., y Torres Valencia, J. (19-21 de Octubre de 2022). Materia orgánica contenida en las formaciones Pimienta (Jurásico Superior) y Agua Nueva (Cretácico Superior): Un estudio desde la perspectiva de la Geoquímica Orgánica Paleoambiental. *Actas del Instituto Nacional de Geoquímica INAGEQ*, 28.

Rojas León, A. (Octubre de 2008). *Estudio de los sedimentos de la Formación Agua Nueva (C/T) en Xilitla, S.L.P., en México y su relación con el OAE 2*. [Tesis de Licenciatura] Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. 121 pag. Mineral de la Reforma: Área Académica de Química. ICBI. UAEH.

Rojas León, A., Blanco Piñón, A., Maurrase F., J. M., y Hernández Ávila, J. (Octubre de 2008). Contenido de materia orgánica en los sedimentos de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano) en Xilitla, San Luis Potosí y su relación con el OAE2 (resumen). (F. A. Paz Moreno, M. A. Ortega Rivera, & F. Cázares Hernández, Edits.) *Actas del Instituto Nacional de Geoquímica INAGEQ*, 18(1), 55-57.

Ruíz, B. (2013). Blog de recursos de biología y geología. Obtenido de: Blog de recursos de biología y geología para la ESO: <https://biologiageologiaiaessantaclarabelenruiz.wordpress.com/2o-bachillerato/geologia/>

Ruiz Benitez, M. (2020). *Guía de laboratorio*. Obtenido de Espectroscopía de Resonancia Magnética nuclear: chrome-extension://efaidnbmnnnibpcajpcglclefindmkaj/https://bonga.unisimon.edu.co/server/api/core/bitstreams/6251b15c-c5aa-4609-8a24-89f75490c583/content

Ruiz Reyes, E. y Suarez, M. (2015). Lactonas sesquiterpénicas. Diversidad estructural y sus actividades biológicas. *CENIC*. Vol. 46. Pág. 9-24.

Sachse, D., Billault, I., Bowen, G. J., Chikaraishi, Y., Dawson, T. E., Feakins, S. J., y Kahmen, A. (2012). Molecular paleohydrology: interpreting the hydrogen-isotopic composition of

lipid biomarkers from photosynthesizing organisms. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40, págs. 221-249.

Sánchez García L. (2007). *Caracterización Geoquímica de Sedimentos Marinos del Golfo de Cádiz e Implicaciones Ambientales. Distribución y Composición Molecular de Lípidos y Formas Refractarias de la Materia Orgánica* [Tesis de doctorado]. Instituto Geológico y Minero de España. 283 pág. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.

Sanei, H. (2020) Genesis of solid bitumen. *Sci Rep* 10.

Santana Salas, L. A. (2012). Análisis de Microfacies Y Paleoictiología de la Formación Agua Nueva (Cretácico Superior) en la Sierra de San Carlos, Tamaulipas, México [Tesis de Maestría] Universidad Autónoma de Nuevo León. Linares, Nuevo León: UANL.

Santiago Carrasco, B., Martínez Ramos, C. J. M., Sánchez Bermeo, G., Palacios García, R. y Chiapa García, R. (2008). Carta Geológica-Minera Monterrey G14-7, 1:250, 000, Pachuca, Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano.

Sarria Villa, R. A. (2017). Cromatografía de Gases Acoplado a Espectrometría de Masas. *ResearchGate*, 1-26.

Sarria Villa, R. A., Cerón Sánchez, X., Humberto Pérez, E. (2016). Estandarización de un método para el análisis de hidrocarburos aromáticos policíclicos en muestras de agua empleando espectroscopia ultravioleta y HPLC. *Jou.Cie.Ing.* Págs. 39-46.

Savdra, C. E., Bottjer, D. J., y Seilacher, A. (1991). Redox-related benthic events. (G. Einsele, W. Ricken, & A. Seilacher, Edits.) *Cycles and events in stratigraphy*, 524-541.

Secretaría de Energía. (2017). Glosario de Términos Petroleros. Obtenido de Subsecretaria de hidrocarburos:
https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/227892/GLOSARIO_DE_TERMINOS_PETROLEROS_2017.pdf

Silva, I., Chaves, M., Brito, A., Nogueira, A., y de Lima, S. (2022). Fósseis Moleculares Da Matéria Orgânica Siluriana Da Formação Tianguá (Bacia Do Parnaíba), Nordeste Do Brasil: Implicações Paleoambientais E Maturação Térmica. *Química nova*, 46(1), 02–12.

Simoneit, B. R., (1977). Diterpenoid compounds and other lipids in deep-sea sediments and their geochemical significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, Pág. 463–476.

Sinninghe Damsté, J. S., Betts, S., Ling, Y., Hofmann, P. M., y de Leeuw, J. W. (1993). Hydrocarbon biomarkers of different lithofacies of the Salt IV formation of the Mulhouse Basin, France. *Organic Geochemistry*, 20(8), 1187–1200.

SGM. (s.f.). *Servicio Geológico Mexicano*. Recuperado de gob.mx: <https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/157795/Que-es-la-Geoquimica.pdf>

Spalletti, L. A. (2009). *Cátedra de Sedimentología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo*. Obtenido de Universidd Nacional de La Plata: http://users.df.uba.ar/carlosv/dov/combustibles-fosiles/geologia+paleontologia/Clase%20Dr_Spalleti.pdf

Spalletti, L.A.; Schwarz, E.; Veiga, G.D. (2014). Geoquímica inorgánica como indicador de procedencia y ambiente sedimentario en sucesiones de lutitas negras: los depósitos transgresivos titonianos (Formación Vaca Muerta) de la Cuenca Neuquina, Argentina. aND

Stashenko, E. E., y Martínez, J. R. (2012). La cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masas como herramienta de alta selectividad para caracterizar fósiles químicos en el petróleo. *Scientia Chromatographica*, 125-138.

Stashenko, E., Martínez, J.R., y Castrillón, J. (2014). Aplicación del método de dispersión de matriz en fase sólida al aislamiento de hidrocarburos de rocas bituminosas. *Boletín de Geología*, 36(1): 29-35.

Stephan, J.F., Mercier de Lepinay, B., Calais, E., Tardy, M., Beck, C., Carfantan, J.C., Olivet, J.L., Vila, J.M., Bouysse, P., Mauffret, A., Bourgois, J., Thery, J.M., Tournon, J., Blanchet, R. y Dercout, J. (1990). Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 6, 915-919.

Sudhakar Rao, R. (2011). *Hp Bitumen Handbook*. Mumbai: A Government of India Enterprise.

Summons, R. E., Powell, T. G., y Boreham, C. J. (1988). Petroleum geology and geochemistry of the Middle Proterozoic McArthur Basin, Northern Australia: III. Composition of extractable hydrocarbons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(7), 1747–1763.

Suter, M., 1990, Geología de la hoja de Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí, Escala 1: 100,000: *Revista del Instituto de Geología*, (22), 55 p.

Tarbuck, E. J., y Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra Una introducción a la geología física* (Octava ed.). Madrid: PEARSON EDUCACIÓN S. A. doi:84-205-4998-3

Tissot, B., Durand, B., Espitalie, J. y Combaz, A. (1974). Influence of nature and diagenesis of Organic Matter in formation of petroleum. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 58 (3), 499-506.

Tissot, B. P., y Welte, D. H. (1984). *Petroleum Formation and Occurrence: A New Approach to Oil and Gas Exploration (2nd ed.)*. Springer.

Tomas, G. J., y Acuña, A. J. (2020). Geoquímica orgánica de biomarcadores en el petróleo de las Cuencas del Golfo San Jorge y Austral. *ICT-UNPA*, 12(3), 53-65.

Tomas, G. J., y Acuña, A. J. (2023). Estudio de biomarcadores del petróleo a partir de la meteorización de un crudo en agua de mar. *Rev. Int. Contam. Ambie.*, 71-84.

UNISON. (19 de Octubre de 2021). Concepto y tipos de ambientes sedimentarios. Obtenido de Universidad de Sonora: <http://marina.geologia.uson.mx/academicos/monreal/CursoEstratigrafiaEnLinea/Conocimientos%205.1AmbSed.pdf>

Universidad de Valencia (2006). *Fundamentos de Química orgánica*. Obtenido de Tema 10 Fundamentos de Química Orgánica: <https://www.uv.es/jcastell/Espectroscopia.pdf>

Valitova, J., Renkova, A., Beckett, R., y Minibayeva, F. (2024). Stigmasterol: An Enigmatic Plant Stress Sterol with Versatile Functions. *International Journal of Molecular Sciences*, 25(15), 8122.

Volkman, J. K., Smith, D. J., Eglinton, G., Forsberg, T. E. V., y Corner, E. D. S. (1981). Sterol and fatty acid composition of four marine haptophycean algae. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 61(02), 509.

Volkman, J.K. (1986). A review of sterol markers for marine and terrigenous organic matter. *Org. Geochem*, 9 (2), 83-99.

Volkman, J. K. (2003). Sterols and other triterpenoids as biomarkers for marine and terrigenous organic matter. *Marine Chemistry*, 81, 179-196.

Volkman, J.K. (2005). *Marine Organic Matter. The Handbook of Enviromental Chemistry*. Volume 2/N. Springer, 1-386.

Volkman, J. K. (2006). Lipid biomarkers for marine ecosystems. *Biogeochemistry of lipids* (pp. 149-182). Springer.

Wakeham, S. G., y Beier, J. A. (1991). Fatty acid and sterol biomarkers as indicators of particulate matter source and alteration processes in the Black Sea. *Deep-Sea Research*, 38 (2) (pp 943-968). Pergamon Press.

Wakeham, S. G., y Canuel, E. A. (1997) *Lipid biomarkers in marine sediments. Organic Geochemistry*, 27(5-6), 209-250.

Wakenham, S.G; Lee, C., Hedges, J.I., Hernes, P.J. y Peterson, M.L. (1997). Molecular indicators of diagenetic status in marine organic matter. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (24), 5363-5369.

Walters, C., Peters, K., y Moldowan, J. (2020). History of life from the hydrocarbon Fossil Record. H. Wilkes (ed.), *Hydrocarbons, Oils and Lipids: Diversity, Origin, Chemistry and Fate. Handbook of Hydrocarbon and Lipid Microbiology* (pp. 409-443). Springer Nature Switzerland.

Warton, B., Alexander, R., y Kagi, R. I. (1997). Identification of some single branched alkanes in crude oils. *Organic Geochemistry*, 27(7-8), 465–476.

Waples, W.D. y Machihara, T. (1991). Biomarkers for Geologists—A Practical Guide to the Application of Steranes and Triterpanes in Petroleum Geology. *Geological Magazine: AAPG*

Methods in Exploration No. 9. Technology Reseach Center. National Oil Corporation Chiba, Japan. The American Association of Petroleum Geologist Tulsa, Oklahoma, U.S.A, 1-90.

White, W. M. (2013). *Geochemistry*. New York, USA: John Wiley & Sons, Ltd.
Recuperado el 02 de agosto de 2023.

Wilkes, H., Jarling, R. y Schwarzbauer, J. (2020). Chapter 1. Hydrocarbons and Lipids: An Introduction to Structure, Physicochemical Properties, and Natural Occurrence: *Hydrocarbons, Oils and Lipids: Diversity, Origin, Chemistry and Fate. Handbook of Hydrocarbon and Lipid Microbiology*. Springer Nature Switzerland, 9-10.

Woei Lih, J. y Chih An, H. (2004). Lipids in suspended matter and sediments from the East China Sea Shelf. *Elsevier*, 35, 647-660.

Zhang, C., Liu, J., y Wang, F. (2008). Reconstruction of historical eutripication and organic matter input using fatty acid biomarkers. *Environmental Scence y Technology*, 45(14), 5114-5120.

Capítulo 9. Anexos

Anexo 1.

Solventes utilizados durante todo el proceso en la Técnica de Extracción Secuencial Termorregulada. Por cada uno de los solventes se utilizaron 5 mL y se colocaron en viales previamente pesados y rotulados para su identificación. Se guardaron en fase oscura y con algodón para permitir la evaporación del líquido, únicamente para dejar el rastro de cada solvente. Posteriormente, fueron nuevamente pesados con la finalidad de registrar el peso grado en cada vial. En la siguiente tabla se aprecian los valores obtenidos:

Nombre utilizado	Peso del vial antes del proceso de secado del solvente	Peso del vial después del proceso de secado del solvente	Extracto obtenido
Hex HPLC	10.3238	10.3242	0.0004
Dclm HPLC	10.3240	10.3242	0.0002
Ac-E HPLC	10.2645	10.2648	0.0003
Clfm HPLC	10.3684	10.3686	0.0002
Met HPLC	10.2771	10.3140	0.0369
Acetona HPLC Fermont	10.2485	10.2494	0.0009
Hex HPLC Fermont 2	10.2975	10.2983	0.0008
Dclm HPLC Tedia	10.2487	10.2498	0.0011
Ac-E HPLC Fermont 2	10.2721	10.2728	0.0007
Met HPLC J.T. Baker	9.7340	9.7350	0.0010
Clfm HPLC Fermont 2	9.6120	9.6141	0.0021

Anexo 2.

Resultados de los extractos por cada muestra y sus submuestras con los solventes.

Formación Pimienta

Hexano

Nombre de la muestra	Peso vial (sin tapa, gramos)	Peso vial con extracto (sin tapa, gramos)	Peso del extracto seco (g)
AME-5 HEX	10.3440	10.3450	0.0010
AME-10 HEX	10.2811	10.2817	0.0006
AME-13 HEX	10.2513	10.2517	0.0004
AME-16 HEX	10.3251	10.3268	0.0017
AME-23 HEX	10.3218	10.3251	0.0033
AME-24 HEX	10.2129	10.2239	0.0110
AME-25 HEX	10.2813	10.2859	0.0046

Diclorometano

	Peso vial (sin tapa, gramos)	Peso vial con extracto (sin tapa, gramos)	Peso del extracto seco (g)
AME-5 DCLM	10.3138	10.3144	0.0006
AME-10 DCLM	10.3052	10.3057	0.0005

AME-13 DCLM	10.2060	10.2061	0.0001
AME-16 DCLM	10.2554	10.2571	0.0017
AME-23 DCLM	10.2853	10.2916	0.0063
AME-24 DCLM	10.2542	10.2573	0.0041
AME-25 DCLM	10.3286	10.3312	0.0026

Acetato de Etilo

Nombre de la muestra	Peso vial (sin tapa, gramos)	Peso vial con extracto (sin tapa, gramos)	Peso del extracto seco (g)
AME-5 AC-E	10.3636	10.3682	0.0046
AME-10 AC-E	10.3040	10.3080	0.0040
AME-13 AC-E	10.3554	10.4026	0.0472
AME-16 AC-E	10.2582	10.2602	0.0020
AME-23 AC-E	10.2775	10.2806	0.0031
AME-24 AC-E	10.2545	10.2577	0.0042
AME-25 AC-E	10.2646	10.2688	0.0042

Cloroformo

Nombre de la muestra	Peso vial (sin tapa, gramos)	Peso vial con extracto (sin tapa, gramos)	Peso del extracto seco (g)
AME-5 CLFM	10.2470	10.2434	0.0036
AME-10 CLFM	10.3094	10.3104	0.0010
AME-13 CLFM	10.2914	10.2960	0.0046
AME-16 CLFM	10.3035	10.3041	0.0006
AME-23 CLFM	10.2486	10.2490	0.0004
AME-24 CLFM	10.2478	10.3154	0.0976
AME-25 CLFM	10.148	10.2333	0.0185

Metanol

Nombre de la muestra	Peso vial (sin tapa, gramos)	Peso vial con extracto (sin tapa, gramos)	Peso del extracto seco (g)
AME-5 MET	10.3740	10.5555	0.1815
AME-10 MET	10.2797	10.3168	0.0371
AME-13 MET	10.2802	10.2982	0.0180
AME-16 MET	10.3137	10.3532	0.0395
AME-23 MET	10.2815	10.3039	0.0224

AME-24 MET	10.2822	10.3166	0.0344
AME-25 MET	10.2771	10.3234	0.0463

Formación Agua Nueva

Hexano

Nombre de la muestra	Peso vial (sin tapa, gramos)	Peso vial con extracto (sin tapa, gramos)	Peso del extracto seco (g)
104 HEX	10.3208	10.3268	0.0060
123 HEX	10.2860	10.2874	0.0014
158 HEX	10.3248	10.3262	0.0014
105 HEX	9.6200	9.6202	0.0002
134 HEX	9.7354	9.7358	0.0004
141 HEX	9.6208	9.6216	0.0008
160 B HEX	9.6352	9.6365	0.0013

Diclorometano

	Peso vial (sin tapa, gramos)	Peso vial con extracto (sin tapa, gramos)	Peso del extracto seco (g)
104 DCLM	10.3290	10.3293	0.0003

123 DCLM	10.2860	10.2882	0.0022
158 DCLM	10.2872	10.2895	0.0023
105 DCLM	9.6526	9.6532	0.0006
134 DCLM	9.6482	9.6488	0.0006
141 DCLM	9.7337	9.7341	0.0004
160 B DCLM	9.6156	9.6162	0.0006

Acetato de Etilo

Nombre de la muestra	Peso vial (sin tapa, gramos)	Peso vial con extracto (sin tapa, gramos)	Peso del extracto seco (g)
104 AC-E	10.2886	10.3335	0.0449
123 AC-E	10.2470	10.2531	0.0061
158 AC-E	10.2686	10.2738	0.0052
105 AC-E	9.6240	9.6259	0.0019
134 AC-E	9.6255	9.6272	0.0017
141 AC-E	9.7596	9.7838	0.0242
160 B AC-E	9.6135	9.6179	0.0044

Cloroformo

Nombre de la muestra	Peso vial (sin tapa, gramos)	Peso vial con extracto (sin tapa, gramos)	Peso del extracto seco (g)
104 CLFM	10.2385	10.2822	0.0437
123 CLFM	10.2439	10.2450	0.0011
158 CLFM	10.2980	10.2996	0.0016
105 CLFM	9.6614	9.6619	0.0005
134 CLFM	9.6334	9.6347	0.0013
141 CLFM	9.6609	9.6611	0.0002
160 B CLFM	9.6290	9.6298	0.0008

Metanol

	Peso vial (sin tapa, gramos)	Peso vial con extracto (sin tapa, gramos)	Peso del extracto seco (g)
104 MET	10.2385	10.2822	0.0437
123 MET	10.2439	10.2450	0.0011
158 MET	10.2980	10.2996	0.0016
105 MET	9.6614	9.6619	0.0005
134 MET	9.6334	9.6347	0.0013

141 MET	9.6609	9.6611	0.0002
160 B MET	9.6290	9.6298	0.0008

Capítulo 10. Glosario

Abiótico. Relativo a factores no vivos que afectan procesos geológicos o ecosistemas.

Ácido húmico. Compuesto orgánico del suelo derivado de la descomposición de materia orgánica.

Ágata. Variedad de calcedonia con bandas de colores, usada como piedra ornamental.

Alóctono. Material o roca transportado desde su lugar de origen por procesos geológicos.

Aloquímico. Componente carbonatado formado en la cuenca sedimentaria, como oolitos o bioclastos.

Alquil-metaloporfirina. Compuesto orgánico con metal central, útil como indicador geoquímico en petróleo.

Ambientes de transición. Zonas sedimentarias entre medios continentales y marinos (deltas, estuarios, etc.).

Aminoácido. Molécula base de las proteínas, con grupo amino y carboxilo.

Amonite. Fósil de molusco marino extinto, útil para datar estratos geológicos.

Analito. Sustancia que se mide o analiza en una muestra geológica o química.

Anóxico. Condición ambiental con ausencia o escaso oxígeno disuelto.

Anticlinorio. Gran pliegue de la corteza terrestre con forma convexa, compuesto por varios anticlinales.

Arenisca. Roca sedimentaria formada por granos de arena cementados.

Aromatización. Transformación química de compuestos en estructuras aromáticas, común en formación de petróleo.

Atmósfera. Capa de gases que rodea la Tierra, esencial en procesos geológicos y climáticos.

Autóctono. Material o roca que se formó en el mismo lugar donde se encuentra.

Basamento. Conjunto de rocas cristalinas antiguas que subyacen a las capas sedimentarias.

Benceno. Hidrocarburo aromático presente en el petróleo y contaminante ambiental.

Bentonita. Arcilla rica en montmorillonita, con alta capacidad de absorción y expansión.

Biodegradación. Descomposición de sustancias por acción de organismos vivos, relevante en geoquímica orgánica.

Biogeoquímico. Relativo a los procesos que conectan componentes biológicos, geológicos y químicos.

Biomarcador. Molécula orgánica indicadora de la presencia o actividad pasada de organismos.

Biom mineralización. Proceso biológico mediante el cual los organismos forman minerales.

Biomoléculas. Moléculas orgánicas esenciales para la vida, como proteínas y lípidos.

Biopolímeros. Polímeros producidos por organismos vivos, como el ADN o la celulosa.

Biósfera. Conjunto de todos los ecosistemas de la Tierra, incluyendo seres vivos y su entorno.

Biosintetizar. Proceso mediante el cual los organismos producen compuestos orgánicos complejos.

Biozona. Unidad bioestratigráfica definida por la presencia de determinados fósiles.

Bitumen. Mezcla de hidrocarburos pesados, natural o residual del petróleo.

Bivalvos. Moluscos con concha dividida en dos partes articuladas, como las almejas.

Brecha. Roca sedimentaria compuesta por fragmentos angulares cementados.

Cabalgadura. Estructura geológica donde un bloque de roca se desplaza sobre otro debido a fallas.

Caliza. Roca sedimentaria formada principalmente por carbonato de calcio.

Calpionélido. Microfósil planctónico utilizado en bioestratigrafía del Jurásico y Cretácico.

Cámara magmática. Reserva subterránea de magma debajo de un volcán.

Campo magnético. Región alrededor de un imán o corriente eléctrica donde actúan fuerzas magnéticas.

Carbohidratos. Compuestos orgánicos formados por carbono, hidrógeno y oxígeno; fuentes de energía.

Ciclos geoquímicos. Procesos que describen el movimiento de elementos químicos en la Tierra.

Clasto. Fragmento de roca o mineral presente en una roca sedimentaria.

Clorofila. Pigmento verde en plantas que facilita la fotosíntesis al absorber luz solar.

Columna de agua. Sección vertical del agua desde la superficie hasta el fondo en un cuerpo acuático.

Complejo basal. Conjunto de rocas ígneas y metamórficas que forman la base de una secuencia estratigráfica.

Conglomerado. Roca sedimentaria compuesta por clastos redondeados cementados.

Coníferas. Grupo de plantas gimnospermas que incluyen pinos y abetos, con conos y hojas aciculares.

Corteza terrestre. Capa más externa y delgada de la Tierra, compuesta por rocas sólidas.

Cortical. Relativo a la corteza, especialmente en contextos geológicos o biológicos.

Criptocristalina. Textura de roca o mineral con cristales tan pequeños que no son visibles al microscopio óptico.

Cronoestratigrafía. Rama de la estratigrafía que estudia la edad y el tiempo de formación de las capas rocosas.

Crudo. Petróleo en su estado natural, antes de ser refinado.

Cuenca sedimentaria. Depresión geológica donde se acumulan sedimentos a lo largo del tiempo.

Degradación. Proceso de descomposición o deterioro de materiales, ya sea por factores biológicos, químicos o físicos.

Delta. Formación geográfica en la desembocadura de un río donde se depositan sedimentos.

Derrubios detríticos. Acumulaciones de fragmentos de roca transportados y depositados por agentes erosivos.

Destilación. Proceso de separación de mezclas basado en diferencias de puntos de ebullición.

Detrito. Material resultante de la descomposición o desgaste de rocas.

Diagénesis. Procesos químicos, físicos y biológicos que transforman sedimentos en roca sedimentaria.

Disolvente. Sustancia capaz de disolver otras sustancias formando una solución homogénea.

Disóxico. Condición de un ambiente con bajos niveles de oxígeno disuelto.

Dolomía. Roca sedimentaria compuesta principalmente por el mineral dolomita.

Endógeno. Procesos o fenómenos que se originan en el interior de la Tierra.

Epímero. Cada uno de dos isómeros que difieren en la configuración de un solo centro quiral.

Erosión. Desgaste y transporte de materiales terrestres por agentes como el agua o el viento.

Estratigrafía. Estudio de las capas de rocas y su secuencia temporal.

Eucariota. Organismo cuyas células tienen núcleo definido y organelos membranosos.

Exógeno. Procesos o fenómenos que se originan en la superficie de la Tierra.

Facies. Conjunto de características litológicas y paleontológicas que definen un ambiente deposicional.

Fangolitas. Rocas sedimentarias formadas por la consolidación de fangos.

Fauna bentónica. Conjunto de organismos que habitan en el fondo de ambientes acuáticos.

Fitoplancton. Microorganismos fotosintéticos que flotan en ambientes acuáticos.

Fluctuación. Variación o cambio en una magnitud o proceso a lo largo del tiempo.

Foraminíferos. Protozoos marinos con conchas calcáreas, utilizados como fósiles indicadores.

Fosfatos. Sales o ésteres del ácido fosfórico, importantes en procesos biológicos y geológicos.

Fósil índice. Fósil de amplia distribución geográfica y corta duración temporal, útil para datación.

Gas biogénico. Gas producido por la descomposición de materia orgánica por acción microbiana.

Geociencias. Conjunto de ciencias que estudian la Tierra, incluyendo geología, geofísica y geoquímica.

Geocronología. Ciencia que determina la edad de las rocas y eventos geológicos.

Geomonómero. Compuesto simple que puede formar polímeros geológicos.

Geopolímero. Material inorgánico formado por polímeros de origen geológico.

Geoquímica. Estudio de la distribución y abundancia de elementos químicos en la Tierra.

Geosfera. Conjunto de las partes sólidas de la Tierra, incluyendo corteza, manto y núcleo.

Glauconita. Mineral de silicato de hierro y potasio, de color verde, común en rocas sedimentarias marinas.

Graben. Bloque de la corteza terrestre hundido entre dos fallas paralelas, formando una depresión.

Gradiente geotérmico. Aumento de temperatura con la profundidad en la Tierra, promedio de 25-30°C por km.

Grafito. Forma alotrópica del carbono, de estructura laminar, buen conductor eléctrico.

Grupo funcional. Conjunto específico de átomos dentro de una molécula que determina su reactividad química.

Hidrocarburo. Compuesto orgánico formado únicamente por carbono e hidrógeno, base del petróleo y gas natural.

Hidrosfera. Conjunto de todas las aguas de la Tierra, incluyendo océanos, ríos, lagos y vapor de agua atmosférico.

Horst. Bloque elevado de la corteza terrestre limitado por fallas normales, opuesto a un graben.

Intemperismo. Descomposición y alteración de rocas y minerales en la superficie terrestre por agentes atmosféricos.

Isótopo. Variantes de un elemento químico con igual número de protones, pero diferente número de neutrones.

Kerógeno. Materia orgánica insoluble en solventes, precursora de hidrocarburos en rocas sedimentarias.

Labilidad. Propensión de una sustancia o compuesto a cambiar o descomponerse químicamente.

Lacustre. Relativo a lagos o ambientes de lago.

Lámina delgada. Sección muy fina de roca preparada para su observación bajo microscopio petrográfico.

Laminación. Estructura sedimentaria con capas delgadas y paralelas menores de 1 cm de espesor.

Lateralidad. Dirección o extensión horizontal de una característica geológica o sedimentaria.

Limícolas. Aves que habitan en zonas húmedas y se alimentan en lodos y arenas.

Lípidos. Moléculas orgánicas insolubles en agua, incluyen grasas, aceites y ceras.

Litología. Estudio y descripción de las características físicas y mineralógicas de las rocas.

Litosfera. Capa rígida y externa de la Tierra, formada por la corteza y la parte superior del manto.

Llanura mareal. Área plana y extensa en zonas costeras, inundada periódicamente por mareas.

Lutita. Roca sedimentaria de grano muy fino, compuesta principalmente por arcilla y limo.

Maceral. Componente orgánico de las rocas carbonosas, análogo a los minerales en las rocas inorgánicas.

Margen Pasivo. Límite entre una placa continental y oceánica sin actividad tectónica significativa.

Mena. Mineral o asociación de minerales de los cuales se extraen metales de forma rentable.

Metasedimentos. Rocas sedimentarias que han sufrido metamorfismo.

Meteorización. Descomposición de rocas y minerales por procesos físicos, químicos o biológicos en la superficie terrestre.

Microfacies. Subdivisión detallada de una facies sedimentaria basada en características microscópicas.

Nitratos. Sales o ésteres del ácido nítrico, importantes en suelos y procesos biogeoquímicos.

Niveles de energía. Estados discretos de energía que pueden ocupar los electrones en un átomo.

Nódulo. Masa mineral compacta y redondeada que se forma en sedimentos o rocas sedimentarias.

Oligosacárido. Carbohidrato compuesto por pocas unidades de monosacáridos.

Organelo. Estructura especializada dentro de una célula eucariota que realiza una función específica.

Organismo heterótrofo. Ser vivo que obtiene su carbono y energía consumiendo materia orgánica.

Orogenia Laramide. Evento tectónico ocurrido entre el Cretácico tardío y el Paleógeno, que formó las Montañas Rocosas.

Paleoambiente. Ambiente físico, químico y biológico del pasado, interpretado a partir del registro geológico.

Paleogeografía. Estudio de las geografías pasadas de la Tierra.

Paleontología. Ciencia que estudia los organismos del pasado a través de sus restos fósiles.

Palinología. Estudio de polen y esporas fósiles y actuales.

Paratropical. Relativo a regiones cercanas, pero fuera de los trópicos.

Pedernal. Variedad de sílex de grano fino, dura y quebradiza, usada históricamente para hacer herramientas.

Pelágico. Relativo a las zonas de mar abierto, lejos de costas y fondos marinos.

Pigmento. Sustancia que da color a materiales, presente en organismos como clorofila en plantas.

Pirita. Mineral de sulfuro de hierro, de brillo metálico y color dorado, conocido como "el oro de los tontos".

Pirólisis. Descomposición química de materiales orgánicos por calentamiento en ausencia de oxígeno.

Plantas vasculares. Plantas con tejidos especializados (xilema y floema) para conducir agua y nutrientes.

Pliegues. Ondulaciones o curvaturas de las capas de roca debido a esfuerzos tectónicos.

Polaridad. Propiedad de moléculas con distribución desigual de cargas eléctricas.

Porfirinas. Compuestos orgánicos con estructura de anillos, esenciales en moléculas biológicas como la hemoglobina.

Presiones litostáticas. Presión ejercida por el peso de las rocas suprayacentes en la corteza terrestre.

Radiación electromagnética. Energía que se propaga mediante ondas electromagnéticas, incluye luz visible, rayos X, etc.

Radiolarios. Protozoos marinos con esqueletos silíceos, usados como fósiles guía en estratigrafía.

Radiometría. Técnica para medir la edad de rocas usando isótopos radiactivos.

Redox. Reacción química que implica transferencia de electrones (oxidación-reducción).

Refinación. Proceso de purificación de hidrocarburos o minerales para obtener productos útiles.

Regresión marina. Retirada del mar de áreas previamente cubiertas por agua, expone sedimentos.

Rifting. Proceso tectónico de fractura de la corteza terrestre que genera cuencas o márgenes continentales.

Roca almacén. Roca porosa y permeable que almacena hidrocarburos o agua subterránea.

Roca madre. Roca rica en materia orgánica que genera hidrocarburos tras maduración térmica.

Rotavapor. Instrumento de laboratorio usado para evaporar solventes a baja presión y temperatura.

Sedimentología. Rama de la geología que estudia los procesos de formación, transporte y depósito de sedimentos.

Sílex. Variedad dura de cuarzo criptocristalino, usada históricamente para herramientas.

Spin. Propiedad cuántica de las partículas, influye en el comportamiento magnético de los electrones.

Subsidencia. Hundimiento progresivo de la superficie terrestre, común en cuencas sedimentarias.

Subyacente. Que se encuentra por debajo de otra unidad geológica.

Suprayacente. Que se sitúa por encima de otra formación o unidad geológica.

Tasa de entierro. Velocidad a la que se acumulan sedimentos sobre una capa, afecta a la maduración térmica.

Taxón. Categoría taxonómica que agrupa organismos con características comunes (ej. género, especie).

Técnicas analíticas. Métodos empleados en laboratorio para estudiar composición y estructura de materiales.

Termoquímica. Estudio de los cambios de energía térmica en reacciones químicas.

Trampa petrolífera. Estructura geológica que impide el movimiento de hidrocarburos, permitiendo su acumulación.

Vida bentónica. Conjunto de organismos que viven en el fondo de ambientes acuáticos.

Yacimientos minerales. Concentraciones naturales de minerales de valor económico.

Zona Fótica. Región superficial del océano donde penetra la luz solar, permitiendo la fotosíntesis.

Zonación. Distribución espacial de propiedades o especies dentro de un sistema natural.

Zooplankton. Conjunto de pequeños animales marinos que flotan en el agua y forman parte del plancton.