



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

**FLUJO DE CARBONO DE UN SISTEMA LÓTICO TROPICAL
MEXICANO. CASO DE ESTUDIO CUENCA DEL RÍO USUMACINTA**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS
(LIMNOLOGÍA)

PRESENTA:

Ing. ISMAEL FABIAN SORIA REINOSO

TUTOR PRINCIPAL:

Dr. JAVIER ALCO CER DURAND (FES-IZTACALA)

COMITÉ TUTOR:

Dr. LUIS OSEGUERA PÉREZ (FES-IZTACALA)

Dr. FELIPE GARCÍA OLIVA (IIES, MORELIA, UNAM)

Dr. ALFONSO LUGO VÁZQUEZ (FES-IZTACALA)

Dr. ENRIQUE A. CANTORAL URIZA (UMDI-FC-JURIQUILLA)

ASESOR EXTERNO:

Dr. SALVADOR SÁNCHEZ CARRILLO (MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES, CSIC, ESPAÑA)

CD. MX., MARZO 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



FLUJO DE CARBONO DE UN SISTEMA LÓTICO TROPICAL MEXICANO. CASO DE ESTUDIO CUENCA DEL RÍO USUMACINTA

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS

(LIMNOLOGÍA)

PRESENTA:

ISMAEL FABIAN SORIA REINOSO

TUTOR PRINCIPAL:

Dr. JAVIER ALCOGER DURAND (FES – IZTACALA)

COMITÉ TUTOR:

Dr. LUIS OSEGUERA PÉREZ (FES – IZTACALA)

Dr. FELIPE GARCÍA OLIVA (IIES, MORELIA, UNAM)

Dr. ALFONSO LUGO VÁZQUEZ (FES – IZTACALA)

Dr. ENRIQUE A. CANTORAL URIZA (UMDI-FC-JURIQUILLA)

ASESOR EXTERNO:

Dr. SALVADOR SÁNCHEZ CARRILLO (MUSEO NACIONAL DE CIENCIAS NATURALES, CSIC ESPAÑA)

MÉXICO, CD. MX., MARZO 2020

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México y al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología por el apoyo recibido y por brindarme la oportunidad de una formación académica integral y multidisciplinaria.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) y al Gobierno Mexicano por el apoyo económico recibido para cursar este posgrado en el periodo 2018-2020.

A los proyectos “Fortalecimiento de las capacidades científicas y tecnológicas para la gestión territorial sustentable de la Cuenca del Río Usumacinta y su Zona Marina de Influencia (CRUZMI), así como su adaptación ante el cambio climático” (FORDECYT-CONACYT 273646) y “Flujos de carbono, nutrientes y sedimentos en un sistema lótico tropical” (PAPIIT IN216818) por el apoyo financiero para la realización de esta investigación. A la Fundación Natura y Ecosistemas Mexicanos AC que apoyaron logísticamente durante la estancia en la Estación Biológica Chajul.

A la Secretaría de Educación Superior, Ciencia y Tecnología e Innovación (SENESCYT) del Ecuador por el apoyo económico para realizar esta investigación.

Al Dr. Javier Alcocer, no sólo por la orientación y el conocimiento impartido, sino también por su confianza y consejos a lo largo de este proceso.

A los integrantes de mi comité tutor, por su valioso aporte para fortalecer este trabajo: Dr. Luis Oseguera Pérez, Dr. Felipe García Oliva, Dr. Alfonso Lugo, Dr. Enrique Cantoral y a Dr. Salvador Sánchez Carrillo como mi asesor externo. Infinitas gracias.

A todos quienes colaboraron en el trabajo de campo, recolección de muestras y procesamiento de datos, en especial al Dr. Luis Oseguera, M. en C. Daniel Cuevas, M en C. Daniela Cortés, Dr. Jorge Ramírez y M. en C. Julio Díaz.

Al personal del Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, por todo el apoyo brindado en estos años: Diana, Lupita, Gaby y Jazmín.

Agradecimientos personales

En primer lugar, agradezco a Dios por las bendiciones recibidas, que por su gracia me dio fuerza y conocimiento para culminar esta etapa lejos de casa y poder caminar bajo su protección y cuidado día a día.

A mis padres, por todo el esfuerzo y sacrificio realizado, gracias infinitas por su amor, apoyo y comprensión que me han brindado siempre; por ayudarme a ser mejor a pesar de las adversidades, por enseñarme que el verdadero amor si existe.

A mi hermana, a quien admiro por su alegría y fe inquebrantables, por tu paciencia, consejos y por mostrarme que el cielo es el límite. A mis abuelitos, que me han transmitido el valor de la humildad y fe. A mis tíos y primos, por su amistad y apoyo, en especial a Gladys por estar pendiente de toda la familia y a Huguito por tu amistad y confianza.

Un agradecimiento especial al Dr. Javier Alcocer por darme la oportunidad de trabajar en este proyecto y mi gratitud al Dr. Luis Oseguera por su valiosa colaboración y paciencia en el trabajo de campo.

A todos los profesores y compañeros del Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología y a los miembros de la FES-Iztacala.

A Katherine, por ser mi compañera y amiga, quien me ha demostrado su apoyo incondicional y amor en todo momento. Gracias por caminar juntos en esta nueva etapa.

A Daniel, Daniela, Montse, Mariana, Erick, Sandra y Diana, por compartir en el laboratorio esta pasión por la Limnología.

A los ecuatorianos en México, Nancy, Ricardo, Cristina y Katherine, por su amistad y apoyo.

¡Gracias!

DEDICATORIA

La conclusión de este proyecto está dedicada a mis padres, Fabián y Lourdes, pilares fundamentales de mi vida, quienes han sido ejemplo de amor, sacrificio y humildad. Gracias por el apoyo de cada día a pesar de la distancia.

A mi hermana Nicole, por su amistad, alegría y fe; cumple tus sueños, vuela lejos.

A mis abuelitos Papá Miguel, Mamá Enma, y Mamá Anita, con quienes tengo la dicha de compartir su alegría y amor. A Papá Pancho, que ha sido el mayor ejemplo de sabiduría y maestro durante toda mi vida, que me cuida desde el cielo.

Los amo demasiado.

TABLA DE CONTENIDOS

RESUMEN	x
ABSTRACT.....	xii
1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 SISTEMAS ACUÁTICOS EPICONTINENTALES Y CICLO GLOBAL DEL C.....	1
1.1.1 Carbono Orgánico.....	5
1.1.2 Carbono Inorgánico.....	8
1.2 FLUJO DE CARBONO EN LA CUENCA DE DRENAJE	10
1.2.1 Procesos que regulan la dinámica del C fluvial	12
2 ANTECEDENTES.....	14
3 JUSTIFICACIÓN.....	17
4 PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN E HIPÓTESIS.....	18
5 OBJETIVOS.....	20
5.1 OBJETIVO GENERAL.....	20
5.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	20
6 MATERIALES Y MÉTODOS	20
6.1 ÁREA DE ESTUDIO.....	20
6.1.1 Hidrología e hidrografía.....	21
6.1.2 Climatología.....	24
6.1.3 Litología.....	26
6.1.4 Tipos de vegetación y uso de suelo.....	29
6.2 METODOLOGÍA.....	33
6.2.1 Revisión bibliográfica y planificación del muestreo.....	33
6.2.2 Trabajo de campo.....	36
6.2.3 Trabajo de laboratorio	37
6.2.4 Procesamiento de datos y análisis de resultados	39
7 RESULTADOS.....	42
7.1 VARIABLES AMBIENTALES DEL RÍO USUMACINTA	42
7.1.1 Caudal y profundidad máxima.....	42
7.1.2 Temperatura	44
7.1.3 Concentración de Oxígeno Disuelto	45
7.1.4 Potencial de hidrógeno (pH)	46
7.1.5 Conductividad eléctrica (K ₂₅)	47

7.1.6	Turbidez	48
7.1.7	Potencial de óxido-reducción (ORP)	49
7.1.8	Sólidos Suspendedos Totales (SST)	53
7.1.9	Concentración de Clorofila “a” (Clor-a).....	56
7.1.10	Distribución espacial y temporal de las estaciones de muestreo	60
7.2	CARBONO ORGÁNICO.....	65
7.2.1	Carbono Orgánico Disuelto (COD)	65
7.2.2	Carbono Orgánico Particulado (COP)	67
7.2.3	Carbono Orgánico Total (COT).....	71
7.3	CARBONO INORGÁNICO	74
7.3.1	Carbono Inorgánico Disuelto (CID)	74
7.3.2	Carbono Inorgánico Particulado (CIP)	77
7.3.3	Carbono Inorgánico Total (CIT).....	78
7.4	CARBONO TOTAL (CT).....	80
7.5	FLUJOS DE CARBONO EN LA CUENCA DEL RÍO USUMACINTA.....	82
7.5.1	Flujos de Carbono Orgánico	82
7.5.2	Flujo de Carbono Inorgánico	85
7.6	VARIABILIDAD HIDROLÓGICA Y FLUJO DE C.....	88
7.6.1	Estimación del flujo anual de C hacia el Golfo de México.....	89
8	DISCUSIÓN.....	91
8.1	VARIABLES AMBIENTALES EN EL RÍO USUMACINTA.....	91
8.1.1	Caracterización fisicoquímica.....	91
8.1.1	Concentración y Flujo de Sólidos Suspendedos Totales (SST).....	92
8.1.1	Concentración de Clor-a	93
8.2	VARIACIÓN TEMPORAL Y ESPACIAL DE C EN EL RÍO USUMACINTA.....	94
8.2.1	Carbono Orgánico.....	96
8.2.2	Carbono Inorgánico.....	105
8.3	FLUJO DE CARBONO EN EL RÍO USUMACINTA.....	109
8.3.1	Flujo de Carbono Orgánico.....	109
8.3.2	Flujo de Carbono Inorgánico	111
8.3.3	Exportación global de C del río Usumacinta hacia el Golfo de México.....	112
9	CONCLUSIONES	121
10	LITERATURA CITADA.....	125
11	ANEXOS.....	143

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Efecto acumulativo de las aguas epicontinentales en el Balance Global de C.....	2
Figura 2. Cuenca del río Usumacinta, México	22
Figura 3. Subcuencas principales del río Usumacinta	23
Figura 4. Variación del caudal medio diario (1948-2014) y de la Precipitación media mensual (1950-2000) del río Usumacinta medidos en la estación Boca del Cerro (CONAGUA, 2019).....	25
Figura 5. Mapa geológico de la cuenca del río Usumacinta	28
Figura 6. Mapa de Vegetación-Uso de Suelo de la cuenca del río Usumacinta	32
Figura 7. Marco conceptual de trabajo	33
Figura 8. Estaciones de muestreo en la cuenca del río Usumacinta	34
Figura 9. Diagrama de las estaciones de muestreo en el río Usumacinta, desde Guatemala hasta la desembocadura en el Golfo de México (M=Cuenca media, B=Cuenca Baja).	35
Figura 10. Sección transversal para el cálculo del caudal	39
Figura 11. Variación del caudal a lo largo del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL; Izquierda) y de secas (TS; Derecha).	43
Figura 12. Variación de la Profundidad máxima a lo largo del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL; Izquierda) y de secas (TS; Derecha).	43
Figura 13. Variación de la Temperatura (\pm d.e) a lo largo del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	44
Figura 14. Variación de la concentración de Oxígeno Disuelto (\pm d.e) a lo largo del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	46
Figura 15. Variación del pH (\pm d.e) a lo largo del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	47
Figura 16. Variación de la Conductividad Eléctrica (\pm d.e) a lo largo del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	48
Figura 17. Variación de la Turbidez (\pm d.e) a lo largo del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	49
Figura 18. Variación del Potencial de Óxido-Reducción (ORP; \pm d.e) a lo largo del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	50

Figura 19. Variación de la concentración de Sólidos Suspendidos Totales (SST; \pm d.e) a lo largo del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).....	53
Figura 20. Variación del Flujo de Sólidos Suspendidos Totales (\pm d.e) a lo largo del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL; Izquierda) y de secas (TS; Derecha).....	55
Figura 21. Variación de la concentración de Clorofila “a” (\pm d.e) a lo largo del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	57
Figura 22. Análisis de Componentes Principales de las variables ambientales de las estaciones de muestreo del río Usumacinta durante la Temporada de Lluvias	61
Figura 23. Dendograma de las Distancias Euclidianas de las estaciones de muestreo del río Usumacinta durante la Temporada de Lluvias.....	62
Figura 24. Análisis de Componentes Principales de las estaciones de muestreo del río Usumacinta durante la Temporada de Secas.....	64
Figura 25. Dendrograma de las Distancias Euclidianas de las estaciones de muestreo del río Usumacinta durante la Temporada de Secas.....	65
Figura 26. Variación de la concentración de Carbono Orgánico Disuelto (\pm d.e) a lo largo del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	66
Figura 27. Variación de la concentración de COD (\pm d.e) con respecto al caudal en el río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	67
Figura 28. Variación de la concentración de Carbono Orgánico Particulado (\pm d.e) en el río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	68
Figura 29. Variación de la concentración de COP (\pm d.e) con respecto a los SST en el río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	69
Figura 30. Variación del % COP en los SST (\pm d.e) en la cuenca del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	70
Figura 31. Variación del contenido de C particulado en los SST (% COP) en la cuenca del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	70
Figura 32. Variación del Coeficiente COP/Clor-a en la cuenca del río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	71
Figura 33. Variación de la concentración de Carbono Orgánico Total (\pm d.e) en el río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y de secas (TS).	72
Figura 34. Variación del porcentaje de COD en el río Usumacinta con respecto a la distancia a la desembocadura (Izquierda) y a los SST (Derecha) durante la TL y TS.	73

Figura 35. Variación de la proporción COD/COP en el río Usumacinta con respecto a la distancia a la desembocadura (Izquierda) y a los SST (derecha) durante la TL y TS.	74
Figura 36. Variación de la Concentración de Carbono Inorgánico Disuelto en el río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y la de secas (TS).	75
Figura 37. Variación de la Proporción CID/COD con respecto a la distancia a la desembocadura en el río Usumacinta durante la TL y TS.	76
Figura 38. Variación de la Proporción CID/COD con respecto a la concentración de Clor-a (Izquierda) y al pH (derecha) en el río Usumacinta durante la TL y TS.	76
Figura 39. Variación de la Concentración de Carbono Inorgánico Particulado (\pm d.e) en el río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y la de secas (TS).	77
Figura 40. Variación de Carbono Inorgánico Particulado (\pm d.e) en el río Usumacinta con respecto a los SST durante la temporada de lluvias (TL) y la de secas (TS).	78
Figura 41. Variación del porcentaje de las especies químicas de C en el río Usumacinta durante la temporada de lluvias.	81
Figura 42. Variación del porcentaje de las especies químicas de C en el río Usumacinta durante la temporada de secas.	81
Figura 43. Variación del Flujo de Carbono Orgánico Total (FCOT; \pm d.e) en el río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y la de secas (TS).	83
Figura 44. Variación del Flujo de Carbono Orgánico Disuelto (FCOD; Izquierda) y Particulado (FCOP; Derecha) (\pm d.e) en el río Usumacinta durante la TL y TS.	84
Figura 45. Variación del Flujo de Carbono Inorgánico Disuelto (FCID) en el río Usumacinta durante la temporada de lluvias (TL) y la de secas (TS).	86
Figura 46. Variación del Caudal promedio diario histórico (1948-2014) y del caudal 2017 (TL) – 2018 (TS) medido en la estación hidrométrica Boca del Cerro, Tabasco.	88
Figura 47. Variación del Flujo de C para el periodo 2017-2018 y el histórico en el río Usumacinta (1948-2014) calculado en la estación hidrométrica Boca del Cerro.	90
Figura 48. Análisis discriminante de las variables ambientales y concentraciones de C del río Usumacinta.	96
Figura 49. Flujo de Carbono Orgánico de las principales subcuencas y el cauce principal del río Usumacinta en la temporada de lluvias (izquierda) y de secas (derecha).	111
Figura 50. Flujo de Carbono Inorgánico Disuelto de las principales subcuencas del río Usumacinta en la temporada de lluvias y secas	112

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Estaciones de muestreo en la cuenca media (M) y baja (B) del río Usumacinta.	36
Tabla 2. Variables fisicoquímicas del río Usumacinta durante la temporada de lluvias	51
Tabla 3. Variables fisicoquímicas del río Usumacinta durante la temporada de secas.....	52
Tabla 4. Concentración de Clorofila “A”, Sólidos Suspendidos Totales (SST) y Flujo de SST del río Usumacinta medidos durante la temporada de lluvias (TL) y secas (TS).....	57
Tabla 5. Coeficiente de Correlación de Spearman de las variables ambientales del río Usumacinta durante la temporada de lluvias.	59
Tabla 6. Coeficiente de Correlación de Spearman de las variables ambientales del río Usumacinta durante la temporada de secas.....	59
Tabla 7. Valores Eigen del ACP de la temporada de lluvias (% de Varianza)	60
Tabla 8. Vectores Eigen del ACP aplicado a las variables ambientales de las estaciones de muestreo del Río Usumacinta en la temporada de lluvias	60
Tabla 9. Valores Eigen del ACP de la temporada de secas (% de Varianza)	63
Tabla 10. Vectores Eigen del ACP aplicado a los parámetros ambientales de las estaciones de muestreo del Río Usumacinta en la temporada de secas	63
Tabla 11. Concentración de las Fracciones Químicas de C en las estaciones del río Usumacinta medidos durante la temporada de lluvias (TL) y temporada de secas (TS).....	79
Tabla 12. Flujo de C en las estaciones del río Usumacinta durante la temporada de Lluvias (TL) y temporada de secas (TS).	86
Tabla 13. Estimación del Flujo de C en la estación hidrométrica Boca del Cerro (M10) para el periodo de estudio (2017-2018) y para los caudales históricos (1948-2014)	89
Tabla 14. Estimación del Flujo y Rendimiento de C del río Usumacinta en boca del cerro (M10) y la desembocadura (B7 + B8) hacia el Golfo de México.....	90
Tabla 15. Concentración de C (COD, COP, CID) en algunos ríos a nivel mundial	100
Tabla 16. Comparación del Flujo de C del río Usumacinta (estimado en la desembocadura) con los principales ríos del mundo	120

RESUMEN

El transporte fluvial de carbono (C) desde los continentes hacia los océanos juega un papel fundamental en el ciclo y presupuesto global de C. El río Usumacinta es el principal sistema fluvial de México y el décimo en América del Norte. Se ubica en el trópico, donde la estacionalidad es muy marcada, con una estación lluviosa en verano y otra relativamente seca en invierno. Se especula que el río Usumacinta debe tener un papel importante en el transporte, metabolismo y por ende en el balance regional de C. Sin embargo, no existe información previa disponible. El objetivo de este estudio es evaluar la concentración y el flujo de C orgánico disuelto (COD), C orgánico particulado (COP), C inorgánico disuelto (CID) y C inorgánico particulado (CIP), así como las variables ambientales asociadas, a lo largo de la porción mexicana (cuenca media y baja) del río Usumacinta y sus afluentes principales, en dos épocas hidrológicas contrastadas: temporada de lluvias (octubre 2017, TL) y de secas (abril 2018, TS).

Las concentraciones de COD, COP, CID y CIP fluctuaron entre 0.88 a 7.11 mg L⁻¹, 0.21 a 3.78 mg L⁻¹, 15.59 a 48.27 mg L⁻¹ y 0.05 a 1.51 mg L⁻¹, respectivamente. El COD mostró una tendencia longitudinal de aumento hacia la desembocadura del río, probablemente por intercambio con los humedales ubicados en los Pantanos de Centla, con una correlación positiva con el caudal, indicando un aumento por los procesos de lavado y arrastre de materia orgánica alóctona (*flushing effect*). El COP dependió de los sólidos suspendidos totales (SST), lo que indica una estrecha relación con los factores hidrológicos (precipitación, caudal y escorrentía) y de uso de suelo. De manera semejante, se observó que el COP se diluye mientras aumenta el ingreso de material mineral a través de la erosión del suelo, algo ya validado en otros ríos tropicales y templados. El COD fue la especie dominante (COD/COP>1), excepto en el río Lacantún y sus afluentes, en los cuales el COP fue mayor (COD/COP<1) en lluvias, posiblemente por el arrastre del material erosionado de la cuenca. El elevado valor promedio de la fracción COP/Clor-a ($1,465 \pm 2,605$) sugiere que el COP es principalmente alóctono, excepto en algunas estaciones de la zona baja cercanas a la desembocadura, donde procede de la productividad fitoplanctónica en la temporada de secas. La concentración de CID no presentó una tendencia de variación longitudinal, aunque fue mayor en la temporada de secas, posiblemente asociado a un aumento de la concentración por la alta evapotranspiración, excepto en el río Lacantún y sus afluentes. El rango de CID se encuentra dentro del de las concentraciones medidas en cuencas carbonatadas a nivel global y al momento se reporta como

la concentración más alta medida en la América tropical. En un sistema kárstico como el que drena el río Usumacinta, las variables del metabolismo del río (producción primaria y respiración) parecen jugar un papel de menor importancia en la regulación longitudinal y temporal del CID, debido a que la proporción CID/COD disminuye hacia la desembocadura en ambas temporadas.

El flujo de COT (COD + COP) del río Usumacinta hacia el Golfo de México durante la temporada de lluvias fue ~15 veces mayor ($\sim 3,683 \pm 804 \text{ t d}^{-1}$) en comparación con la época de estiaje ($248.7 \pm 19.8 \text{ t d}^{-1}$), y está representado principalmente por la fracción disuelta (65% en lluvias y 75% en secas). Del mismo modo, la exportación final de CID fue $\sim 14,528 \pm 91 \text{ t d}^{-1}$ en lluvias y $3,228 \pm 224 \text{ t d}^{-1}$ en secas. Se puede inferir que la zona de humedales y llanuras de inundación ubicadas en la cuenca baja actúan como un sumidero de C, más cuando aumentan las precipitaciones y la inundación de los humedales. El flujo estimado de exportación anual de C (CID, CIP, COD y COP) del río Usumacinta es de $3.06 \text{ Tg C año}^{-1}$, con el CID representando la mayor fracción transportada (85%), seguida del COD (10%), COP (4%) y CIP (<1%). Esta es la primera estimación que se hace del transporte de C hacia el océano de un sistema fluvial mexicano y los valores son consistentes con otros ríos tropicales o templados, aunque la exportación de CID represente valores extremos a nivel mundial. La estacionalidad tropical definida por la precipitación, lo cual ocurre frecuentemente de manera torrencial, es una característica predominante que define las variables ambientales y el flujo de C en el río Usumacinta.

ABSTRACT

Riverine carbon (C) transport from the continents to the oceans plays a fundamental role in the cycle and global C budget. The Usumacinta River is the main river system in Mexico and the tenth in North America. It is located in the tropics, where seasonality is very marked, with a wet season in summer and a relatively dry season in winter. It is speculated that the Usumacinta River should have an important role in transport, metabolism and therefore in the regional C balance. However, there is no previous information available. The aim of this work is to assess the concentration and flux of dissolved organic C (DOC), particulate organic C (POC), dissolved inorganic C (DIC) and particulate inorganic C (PIC), as well as the associated environmental variables, along the Mexican portion (middle and lower basin) of the Usumacinta River and its main tributaries, in two contrasted hydrological seasons: wet season (October 2017; WS) and dry season (April 2018; DS).

The concentrations of DOC, POC, DIC and PIC ranged from 0.88 to 7.11 mg L⁻¹, 0.21 to 3.78 mg L⁻¹, 15.59 to 48.27 mg L⁻¹ and 0.05 to 1.51 mg L⁻¹, respectively. The DOC showed a longitudinal tendency of increase towards the mouth of the river, probably by interchange with the wetlands located in the Centla Swamps, with a positive correlation with the flow, indicating an increase by the processes of washing and dragging of allochthonous organic matter (flushing effect). The POC depended on total suspended solids (TSS), indicating a close relationship with hydrological factors (precipitation, flow and runoff) and land use. Similarly, it was observed that the POC is diluted while increasing the entry of mineral material through soil erosion, something already validated in other tropical and temperate rivers. The DOC was the dominant fraction (DOC/POC>1) except in the Lacantún River and its tributaries, in which the POC was higher (DOC/POC<1) in rains, possibly due to the drag of the eroded material from the basin. The high average value of the POC/Chlor-a fraction (1,465 ± 2,605) suggests that the POC is mainly allochthonous, except in some stations in the lower zone near the river mouth, where it comes from phytoplankton productivity in the dry season. The concentration of DIC did not show a tendency of longitudinal variation, although it was higher in the dry season, possibly associated with an increase in concentration due to high evapotranspiration, except for the Lacantún river and its tributaries. The DIC range is within the concentration measured in carbonated basins globally and it is currently reported as the highest concentration measured in tropical America. In a karst system such as the one that drains the Usumacinta River, the river metabolism variables

(primary production and respiration) seem to play a minor role in the longitudinal and temporal regulation of the DIC, because the DIC/DOC ratio decreases towards the mouth in both seasons.

The TOC flux (DOC + POC) from the Usumacinta River to the Gulf of Mexico during the wet season was ~15 times higher ($3,683 \pm 804 \text{ t d}^{-1}$) compared to the dry season ($248.7 \pm 19.8 \text{ t d}^{-1}$), and it is represented mainly by the dissolved fraction (65% in WS and 75% in DS). Similarly, the final export of DIC was $\sim 14,528 \pm 91 \text{ t d}^{-1}$ in wet season and $3,228 \pm 224 \text{ t d}^{-1}$ in dry season. It can be inferred that the area of wetlands and floodplains located in the lower basin act as a C sink, more when rainfall and flooding of wetlands increase. The estimated annual C flux (DIC, PIC, DOC and POC) of the Usumacinta River is $3.06 \text{ Tg C year}^{-1}$, with the DIC representing the largest fraction transported (85%), followed by the DOC (10%), POC (4%) and PIC (<1%). This is the first estimate made of the C transport to the ocean of a Mexican river system and the values are consistent with other tropical or temperate rivers, although the export of DIC represents extreme values worldwide. Tropical seasonality defined by precipitation, which occurs frequently in a torrential manner, is a predominant characteristic that defines environmental variables and the C flux in the Usumacinta River.

1 INTRODUCCIÓN

La concentración de dióxido de carbono (CO_2) en la atmósfera ha aumentado sin precedentes desde el comienzo de la era industrial (1750) de 277 partes por millón (ppm) a 402.8 ± 0.1 ppm en 2016 (Le Quéré et al., 2018). No hay duda que el protagonista principal del cambio del clima actual es la especie humana a través de la generación de gases de efecto invernadero (GEI; p.ej. CO_2 , metano CH_4 , óxido nitroso N_2O , halocarbonos), productos de la combustión de recursos fósiles y de las emisiones debidas a los cambios de uso del suelo desde de la revolución industrial (IPCC, 2013).

El calentamiento en el sistema climático es inequívoco: la atmósfera y el océano han incrementado su temperatura, los volúmenes de nieve y hielo han disminuido, el nivel del mar se ha elevado y hay alteraciones en el ciclo del agua, con más frecuencia de fenómenos climáticos extremos (IPCC, 2013), con consecuencias y amenazas sobre la vida tan importantes como para generar una evaluación precisa de las emisiones antrópicas de CO_2 y su distribución entre la atmósfera, océano y biósfera terrestre (presupuesto global) y considerar el estudio del ciclo del Carbono (C) en sus diferentes reservorios como uno de los desafíos más urgentes de la investigación mundial actual (Le Quéré et al., 2018). El presupuesto global de C cuantifica la emisión antrópica de CO_2 a la atmósfera en $\sim 10.7 \pm 1.2$ Pg C año⁻¹ (1 Pg = 10^9 ton C), con variaciones en el almacenamiento de C en los ecosistemas terrestres y oceánicos a lo largo del tiempo ($\sim 5.4 \pm 0.5$ Pg C año⁻¹) y las tendencias futuras relacionadas con la tasa de incremento de la concentración atmosférica de CO_2 ($\sim 4.7 \pm 0.1$ Pg C año⁻¹; Le Quéré et al., 2018).

1.1 SISTEMAS ACUÁTICOS EPICONTINENTALES Y CICLO GLOBAL DEL C

Los sistemas acuáticos epicontinentales han tenido, hasta hace unas décadas, una representación limitada en los balances y estimaciones de C a nivel regional y global, ya que eran considerados como medios pasivos en el transporte de C y los productos del intemperismo (iones disueltos y sedimento) entre los sistemas terrestres y oceánicos (Hope et al., 1994; Meybeck, 2003). Sin embargo, numerosas investigaciones ha demostrado que, aunque las aguas epicontinentales representan una pequeña fracción de la superficie terrestre ($\sim 1\%$) y del volumen de agua planetario ($< 1\%$), desempeñan un papel fundamental en la articulación del ciclo global del C (Aufdenkampe et al., 2011; Battin et al., 2009; Raymond et al., 2013; Tranvik et al., 2018).

A partir de 2007 se aceptó ampliamente la idea de que los ecosistemas acuáticos epicontinentales no son conductos pasivos de C hacia el océano, sino que también funcionan simultáneamente como una interfaz activa para el transporte, procesamiento e intercambio de C entre los ecosistemas terrestres (sumideros de C en los sedimentos) y la atmósfera (fuentes de CO₂ y CH₄; Fig. 1; Cole et al., 2007). Asimismo, se consideran ecosistemas dinámicos que sostienen la producción primaria (PP) y la respiración (R) y, por ende, el metabolismo y las complejas redes tróficas acuáticas (Battin et al., 2009; Tranvik et al., 2018). Por lo anterior, su contribución colectiva en el ciclo global de C es considerable en comparación con los sistemas terrestres y marinos, pues pueden almacenar, procesar y liberar más de la mitad del C que reciben (Cole et al., 2007; Tranvik et al., 2009).

En los ecosistemas acuáticos se llevan a cabo diversas reacciones biogeoquímicas de los compuestos de C que dan por resultado un intercambio entre sus formas particuladas, disueltas y gaseosas (Butman y Raymond, 2011; Raymond et al., 2013). Por ejemplo, el C atmosférico es incorporado a través de la fotosíntesis y del intemperismo químico y, posteriormente, es transportado hacia el océano a través del continuo acuático (Hope et al., 1994; Le Quéré et al., 2018). En este sentido, aunque gran parte del C fluvial proviene del CO₂ atmosférico, un porcentaje considerable de la fracción inorgánica es suministrado por la erosión y meteorización física y química de los carbonatos (Amiotte-Suchet et al., 2003). A pesar de su importancia en los procesos biogeoquímicos, la información existente sobre los aportes de C fluvial al océano es aún insuficiente y su papel ha sido minimizado en comparación con los sistemas terrestres y marinos (McKee et al., 2004; IPCC, 2013; Le Quéré et al., 2018).

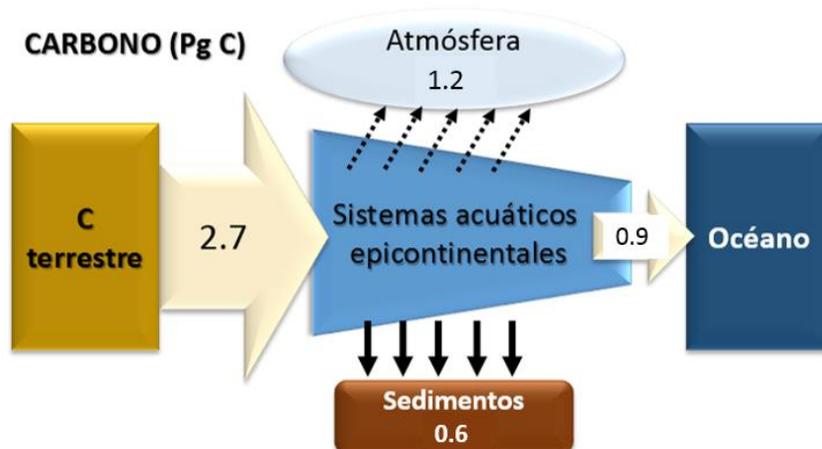


FIG. 1 EFECTO ACUMULATIVO DE LAS AGUAS EPICONTINENTALES EN EL BALANCE GLOBAL DE C
Modificado de: Schlesinger y Bernhardt, 2013.

Los sistemas lóticos son ambientes intermediarios que actúan como integradores naturales de los procesos superficiales que se generan en la cuenca de drenaje (McKee et al., 2004), dado que reciben, retienen, mineralizan y transforman C antes de que éste llegue al ambiente costero. Además, son fuente y vía de transporte principal de nutrientes (Nitrógeno N, Fósforo P, Sílice Si), sedimentos, materiales terrestres y atmosféricos hacia los depósitos oceánicos (Li et al., 2017; Liu et al., 2010).

Según la solubilidad y biodegradación, el C fluvial se puede clasificar en cuatro formas: orgánico disuelto (COD), orgánico particulado (COP), inorgánico disuelto (CID) e inorgánico particulado (CIP; Li et al., 2017; Liu et al., 2010). Todas estas fracciones de C se originan de diversas fuentes (desde millones de años a partir de la fijación atmosférica de CO₂ en las rocas carbonatadas hasta pocos días como el C autóctono) e ingresan en los ecosistemas acuáticos por diferentes vías (Meybeck, 2006), es decir, son el resultado de una serie de transformaciones por las que el C ha pasado a lo largo de la cuenca de drenaje. A su vez, el C orgánico (C_{Org}) según su origen puede ser: alóctono derivado de la materia orgánica terrestre generada en la cuenca y arrastrada hasta el río por escorrentía difusa, autóctono derivado de la PP generada *in situ* y antropogénico derivado de la agricultura y de las actividades domésticas e industriales (Hope et al., 1994).

La cuantificación y análisis del C fluvial en sus diferentes fracciones ayuda a comprender no sólo la importancia de la PP y el aporte de C alóctono al sistema, sino también sus variaciones estacionales o longitudinales en el cauce principal (Meybeck, 2006). Es indispensable para calcular la eficiencia de un río en el procesamiento de materiales y en la movilidad o transporte (“*flux*” o “*transport*”) entre depósitos (Battin et al., 2009). Por tal razón, a nivel mundial se han realizado estimaciones del transporte de C en los sistemas fluviales en función de la descarga de agua y de la concentración de C fluvial (Houghton, 2007; Cole et al., 2007). El flujo de C hacia el océano es un componente importante del presupuesto mundial de C, tanto desde una perspectiva terrestre (que representa una pérdida de C orgánico del suelo), como desde una perspectiva marina (que representa una aportación de C orgánico e inorgánico), dado que más del 95% de los sedimentos fluviales descargados en el mar son procesados en los márgenes costeros y no alcanzan a depositarse en las zonas de mayor profundidad marina (Geeraert et al., 2018; McKee et al., 2004).

Las primeras estimaciones del balance global de C (Fig. 1) mostraban que las aguas epicontinentales reciben un aporte de C alóctono terrestre de aproximadamente 2.7 Pg C año⁻¹, cerca del 45% es respirado a la atmósfera como CO₂, el 22% almacenado en los sedimentos (sumidero a largo plazo) y el 33% de C restante es transportado hacia el océano (Cole et al., 2007; Schlesinger y Bernhardt, 2013). Evidentemente, las investigaciones más recientes de la última década, revelan mayores cifras, tanto para el ingreso de C alóctono hacia los cuerpos de agua epicontinentales (5.1 Pg C año⁻¹; Drake et al., 2017), como para el flujo de CO₂ hacia la atmósfera (3.8 Pg C año⁻¹; Sawakuchi et al., 2017). Cabe mencionar que una fracción significativa del flujo de C lateral es natural y, por lo tanto, es un componente de estado estacionario del ciclo de C preindustrial; sin embargo, según Regnier y colaboradores (2013), a pesar de que las perturbaciones antropogénicas (cambios de uso de suelo) incrementan la exportación lateral de C hacia las masas de agua (1 Pg C año⁻¹), la mayor parte de este aporte adicional es respirado y retorna a la atmósfera (~0.4 Pg C año⁻¹) o es secuestrado en los sedimentos (~0.5 Pg C año⁻¹) a lo largo del continuo acuático, estuarios y aguas costeras, por lo que su impacto es menor en el ciclo del C oceánico.

Si bien los flujos globales de C fluvial son mínimos (~0.8 y 1.33 Pg de C año⁻¹; Huang et al., 2012) en comparación con los flujos de la atmósfera-biosfera (120 Pg C año⁻¹) y atmósfera-océano (90 Pg C año⁻¹; Sarin et al., 2002), actúan como el mayor conducto de transferencia horizontal de C en la interfaz continente-océano. Li y colaboradores (2017) realizaron una revisión del flujo de C global de los ríos, revelando que estos ecosistemas exportan aproximadamente 1.06 Pg de C a los océanos cada año, incluyendo 0.24 Pg como COD, 0.24 Pg como COP, 0.41 Pg como CID y 0.17 Pg como CIP, aunque anteriormente ya se había propuesto una proporción similar, con alrededor de 40% de C_{Org} y 60% de C_{Inorg} (Probst et al., 1994).

Conocer las cantidades y los patrones espacio-temporales del flujo de C fluvial es esencial para evaluar el presupuesto regional y global, puesto que aún no se conocen bien, en relación al cambio climático y la intensificación de los efectos antropogénicos (Raymond et al., 2008). Los cambios en la frecuencia e intensidad de las precipitaciones, en los patrones de evaporación y por la construcción de presas, han modificado drásticamente los flujos de C y de otros materiales hacia el océano (Maavara et al., 2017; Regnier et al., 2013). Si los impactos antrópicos continúan (cambios en los usos del suelo, actividades agropecuarias, deforestación, minería, dragado, urbanización, regulación del flujo o aporte de aguas residuales, entre otros), se producirán

efectos negativos sobre los presupuestos (secuestro en sedimentos y desgasificación) y en el comportamiento del C y los nutrientes en los márgenes continentales (Liu et al., 2010; Wohl et al., 2017).

A pesar de su importancia, los flujos netos de C a lo largo del continuo acuático terrestre-océano no están incluidos en los presupuestos globales actuales de CO₂ como actores de importancia (Le Quéré et al., 2018), pero estos aportes afectan a los balances regionales de C y deben considerarse en el desarrollo de estrategias mitigación del cambio climático porque proporcionan información sobre el almacenamiento, la oxidación y el transporte terrestre de C procedente de la cuenca hidrográfica (Battin et al., 2009). En este sentido, existe una gran necesidad de información sobre la dinámica del C en ambientes acuáticos lóticos a nivel regional para mejorar la precisión de las modelaciones y los balances a nivel global (Aufdenkampe et al., 2011).

1.1.1 Carbono Orgánico

El C_{Org} (COD y COP) se incorpora a los ecosistemas lóticos por varias fuentes, ya sea por drenaje y depósito directo de materia orgánica desde los ecosistemas terrestres adyacentes, por lixiviación, desde el suelo según las características geológicas y el flujo de las aguas subterráneas, por contaminación y por fijación de C autóctono por los productores primarios. Es decir, las variaciones de la concentración de C_{Org} fluvial reflejan los cambios ocurridos en los ecosistemas terrestres de la cuenca (Huang et al., 2012; Schlesinger y Melack, 1981; Dai et al., 2012). El transporte de C_{Org} desde el continente al océano es la fracción mejor estudiada, dado que la mayoría de los grandes ríos son heterótrofos (respiran más C del que producen) a escala anual. El subsidio de C_{Org} puede alterar el balance del metabolismo acuático a lo largo del trayecto del río y tiene gran importancia para el sostenimiento de la heterotrofia costera (Wohl et al., 2017; Cai et al., 2015).

El COP corresponde a la fracción de C_{Org} cuyas partículas tienen un tamaño >0.45 μm y está constituido por dos fracciones: el C_{Org} de la biota y C_{Org} detrítico (desechos particulados y restos de organismos como algas y macrófitas; Roldán y Ramírez, 2008). El COP no sólo se forma a partir de la materia orgánica y hojarasca del suelo (10⁰-10³ años), de la PP autóctona (10⁻² años) o del aporte de desechos orgánicos de agroindustrias y ciudades (10⁻²-10⁰ años), sino también del intemperismo y oxidación del C_{Org} contenido en las rocas sedimentarias o C_{Org} petrogénico (10⁴-10⁸ años; Bouchez et al., 2014; Meybeck, 2006). El COP es lixiviado y degradado río abajo a

partículas más finas por acción de la biota y de la trituración mecánica (Hope et al., 1994; Sarin et al., 2002) y, una vez que ambas fracciones llegan a la desembocadura se procesan por los organismos costeros heterotróficos a través de complejos procesos biogeoquímicos (McKee et al., 2004), liberando o absorbiendo CO₂ (Cai, 2011).

La concentración de COP fluvial suele estar relacionada con los sólidos suspendidos totales (SST; Meybeck, 2006), oscilando entre el 1 y el 20% en la mayoría de ríos; aunque en los ríos tropicales es cercano al 5% (Schlesinger y Melack, 1981). No obstante, a pesar de que la concentración de COP se incrementa con los SST, la relación se hace más compleja durante los eventos de inundación en ríos muy turbios (>1,000 mg L⁻¹), llegando a ser inversa con contenidos de COP generalmente inferiores al 1% (Meybeck, 2006).

La proporción relativa de COP varía estacionalmente en función del flujo de sedimentos, los cuales dependen de la intensidad de drenaje, del gasto (intensidad de la precipitación) y de la tasa de sedimentación (pendiente de la cuenca; Ludwig y Probst, 1996; Sarin et al., 2002; Meybeck, 1982). En consecuencia, el COP no sólo aumenta por la erosión del suelo en zonas sin cobertura vegetal y con procesos agrícolas, sino también por cambios como la eutrofización del río (Hu et al., 2015; Li et al., 2017; Galy et al., 2015; Ludwig y Probst, 1996), aunque estudios recientes han demostrado que los flujos de COP y de SST en varios ríos del mundo se han reducido a más de la mitad en la última década debido al represamiento y la excesiva utilización del agua (Maavara et al., 2017; Shi et al., 2018).

El COD representa alrededor del 70% del COT y su concentración cambia principalmente por factores antrópicos en la cuenca de drenaje (Sarin et al., 2002). El COD forma parte de la materia orgánica disuelta (MOD), un insumo de energía que se reutiliza continuamente a través del metabolismo acuático (Creed et al., 2015). La MOD actúa como amortiguador del pH y como un fuerte agente aglutinante de metales (p.ej., Hierro Fe, Cobre Cu, Zinc Zn y Mercurio Hg), regula la fotoquímica de las aguas superficiales y afecta al transporte de contaminantes orgánicos (Hope et al., 1994). El COD incluye una variedad de compuestos solubles que son regulados por el pH (p.ej., carbohidratos, aminoácidos, ácidos húmicos y fúlvicos) que surgen de la PP, de la deposición atmosférica y de la lixiviación a partir del metabolismo microbiano y la descomposición de materia orgánica de la capa superior del suelo (Schlesinger y Bernhardt, 2013; Sarin et al., 2002). A su vez, el COD se agota dentro de los ríos a través de la fotodegradación, la floculación y el consumo microbiano (Atkins et al., 2017). La mayoría de

materia orgánica se degrada rápidamente en el ámbito acuático, con un tiempo de residencia promedio de 2.5 ± 4.7 años, en comparación con las escalas centenarias o milenarias de los suelos, sedimentos y océanos (Catalán et al., 2016).

De manera semejante, el flujo de COD está determinado por varios factores (intensidad de drenaje, pendiente de la cuenca y C del suelo; Ludwig y Probst, 1996) y tiene una correlación significativa con la proporción C:N del suelo de la cuenca, en función de sus condiciones de humedad y temperatura. Los mayores flujos de C se observan en los humedales que tienen una relación C:N~20 (Aitkenhead y McDowell, 2000; Li et al., 2017). Las proporciones COD/COP varían ampliamente entre sistemas lóticos, desde los ubicados en bosques templados, cuya relación puede ser de 10:1, hasta los procedentes de zonas de pastizal que puede ser de 1:1 (Schlesinger y Melack, 1981). En cuencas tropicales de bajo relieve y con presencia de humedales, la proporción COD/COP es >1 (río Negro-Brasil; Seyler et al., 2006), mientras que, en regiones húmedas de relieve montañoso como las cuencas monzónicas asiáticas o la cuenca alta del río Amazonas, la proporción COD/COP es <1 (Meybeck, 2006).

A nivel mundial, los valores más altos de exportación de COD a los océanos se dan en tres regiones: la selva tropical, el sudeste de Asia y las turberas boreales junto con el “*permafrost*” (Schlünz y Schneider, 2000). Las selvas tropicales (entre los 3°N y 6°S de latitud) producen el 35% de la productividad primaria neta (PPN) terrestre y son los ecosistemas que transportan más COD al océano, representando el 25% del C_{Org} terrestre global (Schlünz y Schneider, 2000; Li et al., 2017; Huang et al., 2012).

Las estimaciones del flujo de COD global varían entre $0.21\text{-}0.25 \text{ Pg C año}^{-1}$, mientras que la exportación fluvial de COP fluctúa entre $0.18\text{-}0.24 \text{ Pg C año}^{-1}$, según datos extrapolados de varios modelos (Li et al., 2017; Ludwig y Probst, 1996; Meybeck, 1982; Schlünz y Schneider, 2000). Los flujos adicionales de C_{Org} asociado a la actividad humana se estiman aproximadamente en $0.1 \text{ Pg C año}^{-1}$ (Meybeck, 1993). Cabe resaltar que la mayoría de COD se oxida y retorna rápidamente a la atmósfera en estuarios y en márgenes costeros, mientras que una fracción significativa de COP se entierra y almacena a largo plazo en los sedimentos del fondo marino, representando una captura neta de C atmosférico (Galy et al., 2015).

1.1.2 Carbono Inorgánico

A lo largo del tiempo geológico, las aguas epicontinentales han controlado el almacenamiento del CO₂ atmosférico a través del transporte de C inorgánico (C_{Inorg}) desde las reacciones de intemperismo terrestre hasta los sumideros de C marino (Galy et al., 2015). El CID en el ámbito fluvial se forma principalmente por dos procesos: *i*) erosión y meteorización química de rocas carbonatadas, a través de la disolución o hidrólisis de minerales primarios (disolución de calcita o dolomita, Ecuación 1), donde se consume CO₂ y se liberan iones bicarbonato y bases (Amiotte-Suchet et al., 2003) y *ii*) intemperismo químico de minerales no carbonatados en regiones plutónicas, metamórficas y volcánicas (disolución de feldespatos, micas y olivinos, Ecuación 2; Meybeck, 2003). Por tal motivo, la meteorización de silicatos también constituye un sumidero de CO₂ atmosférico que regula el ciclo global de C a escala geológica (Ludwig et al., 1998; Meybeck, 1993). Una parte de CID también ingresa como CO₂ atmosférico o es producido por la R acuática o derivado por escorrentía del CO₂ de la R del suelo transportado a través del agua subterránea (Atkins et al., 2017).



ECUACIÓN 1



ECUACIÓN 2

El CID es un componente importante en la biogeoquímica fluvial y está conformado por tres especies del sistema carbonato, cuya función es regular el pH de los sistemas acuáticos: el ion bicarbonato (HCO₃)⁻, el ion carbonato (CO₃)²⁻ y el CO₂ disuelto (CO_{2aq} y ácido carbónico H₂CO₃; Likens, 2009); dado que en aguas naturales el pH varía entre 6 y 8.4, el ion (HCO₃)⁻ es la especie predominante en el CID en más del 80% de los sistemas acuáticos epicontinentales, incluidas las cuencas endorreicas (Hope et al., 1994; Meybeck, 2003).

La dinámica del CID fluvial está controlada principalmente por la litología y el intemperismo de las cuencas tributarias, el cual depende de diversos factores como el clima, la hidrología, la vegetación, la pendiente, la edad de la roca y los minerales del suelo (Richey et al., 1990; Tamooh et al., 2013). Es por esta causa que las cuencas carbonatadas tienen los niveles más altos de CID, aproximadamente un orden de magnitud mayor que las cuencas cristalinas no carbonatadas (rocas volcánicas o graníticas; Meybeck, 2006). Además, aunque el (HCO₃)⁻ y la

mayoría de los iones se diluyen al aumentar el caudal, el factor de dilución es pequeño y el flujo de CID suele aumentar con el gasto, pero depende del balance precipitación y evapotranspiración del sistema (Hope et al., 1994).

El flujo de CID depende también de factores internos que adicionan o remueven C, como el ingreso de materia orgánica, el intercambio o actividad de CO₂ con la atmósfera ($f\text{CO}_2$), la disolución o precipitación de minerales carbonatados, la descarga de aguas subterráneas y procesos biológicos como la fotosíntesis y descomposición acuática (Hope et al., 1994; Ludwig et al., 1998; Raymond et al., 2008). Todos estos procesos complejos, definidos por la forma y tamaño del río, la ubicación geográfica (Tamooh et al., 2013) y las actividades agrícolas y urbanas de la cuenca (Barnes y Raymond, 2009; Oh y Raymond, 2006) controlan la alcalinidad y el pH del agua, determinado así la partición entre (HCO₃)⁻, (CO₃)²⁻ y CO₂ disuelto.

La exportación global de CID fluctúa entre 0.32 y 0.43 Pg C año⁻¹, en función del caudal, precipitación y uso de suelo (Cai, 2011; Li et al., 2017; Ludwig y Probst, 1996; Meybeck, 1982). El CID representa el mayor componente en la carga del C fluvial global que ingresa a los océanos (Huang et al., 2012; Ludwig y Probst, 1996) y según Meybeck (1993) en regiones templadas, el CID es la fracción de C fluvial dominante, debido a la prevalencia de rocas sedimentarias y un relieve relativamente más pronunciado que favorecen un drenaje más eficiente. En los trópicos, en cambio, las condiciones son opuestas, dominando la fracción de C_{Org} (Amiotte-Suchet et al., 2003). Cabe mencionar que el CID formado por el intemperismo de minerales carbonatados tiene edades de ~10⁸ años, mientras que el CID proveniente de la atmósfera ($f\text{CO}_2$) o derivado de la R del suelo es de 0-10² años (Meybeck, 1993).

Por último, el CIP fluvial, que se origina principalmente por la erosión mecánica de las rocas carbonatadas (caliza, pizarra), tiene una edad promedio de 10⁴-10⁸ años (Meybeck, 2006) y puede disolverse como CID aguas abajo (Gaillardet et al., 1999). Su concentración depende de la intensidad del desgaste (en función del clima e hidrología) y de la litología de la cuenca (Amiotte-Suchet et al., 2003). Según Meybeck (1982), el flujo global de CIP es de 0.17 Pg año⁻¹, pero generalmente no se tiene en cuenta en el presupuesto global de C porque el flujo de CIP representa solamente una transferencia de minerales carbonatados de las cabeceras de los ríos hacia la desembocadura (Huang et al., 2012; Meybeck, 1993), donde precipita gradualmente cuando el agua del río se sobresatura con carbonato de calcio (CaCO₃). Es decir, el CIP queda

atrapado en zonas bajas, llanuras de inundación, lagos y estuarios antes de llegar a la costa (Probst et al., 1994). Sin embargo, en ríos eutrofizados de cuencas carbonatadas, donde el pH diurno puede ser mayor a 8.2, es probable que el CaCO_3 precipite en el río, reduciendo la concentración de CID e incrementando el CIP autóctono (Meybeck, 1993; Meybeck, 2006).

1.2 FLUJO DE CARBONO EN LA CUENCA DE DRENAJE

Los flujos de C fluvial generalmente se expresan en $\text{t C km}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y varían en función de diversos factores atmosféricos y de la cuenca de drenaje (p.ej., escorrentía, morfología, área, pendiente, producción primaria terrestre, litología y clima; Hope et al., 1994). Además, los procesos hidrológicos y biogeoquímicos del corredor fluvial controlan la dinámica del C (capacidad de almacenar, transformar y transportar C_{Org}) y la composición de la materia orgánica acuática desde las cabeceras hasta la desembocadura de los grandes ríos, tanto en el canal activo como en su zona ribereña (Creed et al., 2015; Wohl et al., 2017). Según el “Concepto de Río Continuo” (CRC; Vannote et al., 1980), las características físicas (luz, geomorfología, hidrodinámica), químicas (metabolismo y procesamiento de materia orgánica) y biológicas (biodiversidad) de los ríos cambian de manera gradual y longitudinal, a través de cual el C se procesa, se captura en el sedimento o se intercambia con la atmósfera (Regnier et al., 2013).

El equilibrio metabólico entre la PP y la R fluvial define si un ecosistema es heterótrofo neto ($\text{P/R} < 1$) o autotrófico neto ($\text{P/R} > 1$; Dudgeon, 2008). Según el CRC la contribución relativa de las diferentes fuentes de C_{Org} varía con el tamaño del río, de forma que las corrientes de cabecera (de primer a tercer orden) son predominantemente heterótrofas como resultado de la vegetación riparia y la limitación de luz disponible, con un metabolismo alimentado por el subsidio de C alóctono. Por otro lado, las corrientes de orden medio, sin una cubierta ribereña significativa, dan paso a la PP autóctona, conforme aumenta el tamaño de la corriente y recibe el material de zonas superiores; no obstante, a mayor turbidez en ríos grandes (por encima del séptimo orden) y perturbados, la luz y la profundidad limitan la PP y nuevamente el flujo de energía es dominado por fuentes alóctonas de C y por el metabolismo heterotrófico, aunque en ríos muy grandes las entradas laterales de C_{Org} procedentes de la vegetación riparia puede superar a las fuentes alóctonas que llegan desde aguas arriba (Wohl et al., 2017). Sin embargo, este modelo se describe bajo condiciones de bosques naturales templados y no incluye eventos climáticos extremos o la influencia humana (Xenopoulos et al., 2017).

Recientes investigaciones han modificado el CRC, para integrar de mejor manera, variables antrópicas y naturales que modifican el complejo funcionamiento del río y su conexión con el océano. Los principales modelos son el “Concepto de Discontinuidad Serial”, que incluye el efecto de las alteraciones humanas (p.ej. presas) y la geomorfología fluvial sobre el procesamiento y transporte de la materia orgánica (Ward y Stanford, 1983; Ward, 1995) y el “Concepto de Pulso de Inundación”, que considera a las llanuras aluviales como una fuente importante de nutrientes y de materia orgánica lateral, que se moviliza hacia el río en periodos de tiempo discretos (Junk et al., 1989). Otros modelos más actuales, son el concepto de “Espirales de Nutrientes” en redes fluviales que analiza los flujos de entrada, la absorción y liberación de nutrientes a lo largo del río para determinar su eficiencia para retener y transformar materiales (Ensign y Doyle, 2006), o el concepto de la “Curva en forma de U” (Webster, 2007), que incorpora longitudinalmente los insumos energéticos y las variaciones del metabolismo; y, finalmente, el concepto de “Derivación de Impulsos” (Raymond et al., 2016), que estudia el transporte y las transformaciones de materia orgánica disuelta en cuencas hidrográficas mediante controles hidrológicos y biogeoquímicos.

Es necesario recalcar que el efecto de las actividades antropogénicas (urbanización, aporte de nutrientes adicionales y especies invasoras) puede modificar estos modelos citados a través de cambios en los procesos a lo largo del continuo acuático (Ward et al., 2017; Xenopoulos et al., 2017). Es por eso que ciertas corrientes urbanas y arroyos pequeños, con alta disponibilidad de luz, pueden ser autotróficas netas (Finlay, 2011) y modificar su metabolismo según el uso de suelo (Bernot et al., 2010). Incluso ciertas cuencas hidrográficas urbanas muestran tendencias contrarias al CRC, de modo que se ha llegado a proponer el modelo de “Continuo de Cuencas Urbanas” (Kaushal y Belt, 2012), que incluye dimensiones espaciales (longitudinales, laterales y verticales) y temporales (hidrología), los cuales influyen en el transporte y transformación del C, los contaminantes, la energía y los nutrientes, en función de variables antrópicas como las infraestructuras y el aporte de aguas residuales.

Las actividades humanas y el cambio climático alteran directa e indirectamente el rendimiento del flujo de sedimentos y la dinámica del C en el gradiente altitudinal de un río (Meybeck y Vörösmarty, 1999). Así, por ejemplo, según Raymond et al. (2008), el flujo de CID en la cuenca del río Mississippi se ha incrementado en los últimos 50 años debido al aumento en la descarga de cuencas hidrográficas agrícolas, asociado a la modificación de la relación entre la

precipitación y el caudal; es decir, el cambio de uso de suelo y las prácticas agrícolas (riego y uso de fertilizantes y cal) están aumentando la descarga del río y en consecuencia el flujo de bicarbonatos. Por otro lado, el efecto de la entrada de materia orgánica a través de las aguas residuales domésticas e industriales a los ríos ha sido documentada ampliamente (Wohl, 2018): Daniel y Montebelo (2002) y Worrall y colaboradores (2018), mostraron que los ríos que reciben efluentes de descargas de aguas residuales tienen una combinación de oxígeno disuelto (OD) bajo y altos niveles de COD y CID, mientras que, luego de la implantación del tratamiento de las descargas, se observa un incremento en la concentración de OD y una reducción del COD.

Según Wohl et al. (2017) las represas y la alteración de las zonas ribereñas junto con la reducción de la conectividad natural lateral generan la alteración más significativa de la dinámica del C en un río; además, mencionan que el efecto antrópico neto podría ser la reducción de la capacidad para almacenar C, es decir, la conversión de los sistemas lóticos en una fuente de C_{Org} en lugar de ser sumideros. Los patrones de precipitación se modificarán debido al cambio climático (IPCC, 2013), generando así un incremento de la escorrentía y una mayor movilización de materia orgánica desde el ecosistema terrestre; esto, sumado a la intensificación de los cambios de uso de los suelos y a la conversión en tierras agrícolas, promueve la exportación de nutrientes y sedimentos finos que modificarán el metabolismo del río (Regnier et al., 2013).

1.2.1 Procesos que regulan la dinámica del C fluvial

En las últimas décadas se ha resaltado la importancia de los ríos para alterar los flujos globales de C (Cole et al., 2007). En particular, la reactividad y el destino de COD es de gran interés debido a que es controlado por procesos internos e impulsado por la hidrología de la cuenca (Casas-Ruiz et al., 2017; Catalán et al., 2016). La concentración y el transporte de COD muestran una correlación positiva con el caudal (Schlesinger y Melack, 1981) y según estudios actuales en ríos tropicales, el COD y COP de edad milenaria (~1800 años) se incrementa con eventos de altas precipitaciones después de periodos de estiaje (Xue et al., 2017), debido a que las partículas acumuladas durante la época de sequía, se resuspenden y transportan aguas abajo con el aumento del caudal (Hope et al., 1994).

Los procesos microbianos ejercen un control sobre la heterotrofía y la desgasificación del CO_2 de las redes fluviales (Battin et al., 2008), pues oxidan continuamente la materia orgánica (disuelta

o particulada) del sistema acuático (Raymond et al., 2013). La biota puede convertir el COD a COP y viceversa, contribuyendo al almacenamiento dentro del sistema y a su posterior inmovilización (Hope et al., 1994). En consecuencia, la capacidad fisiológica microbiana depende del contacto directo con el sustrato (superficies biológicamente activas o biopelículas), en respuesta al tiempo de residencia, lo cual puede generar tasas de transporte de C aguas abajo o tasas de reacción; es decir, los factores geomorfológicos, la conectividad hidrológica y la diversidad genética son responsables de la eficiencia del metabolismo microbiano, principalmente de los cambios en el COD (Battin et al., 2008).

El C autóctono producido por las plantas acuáticas, bacterias, fitoplancton, excreciones de invertebrados y detritos, es altamente lábil y puede tener fluctuaciones diarias debido a que se degrada rápidamente. La producción de C_{Org} autóctono aumenta generalmente aguas abajo y depende del tamaño de la corriente y de la disponibilidad de luz (Vannote et al., 1980). Según Battin y colaboradores (2008), la R tiende a disminuir a lo largo del gradiente altitudinal (desde las cabeceras hacia los estuarios y la desembocadura de los grandes ríos) y se incrementa la PPN, por lo que la heterotrofia neta de los sistemas lóticos disminuye río abajo.

Los procesos químicos que modifican la concentración del COD en el ambiente acuático son: *i*) adsorción por óxidos de hierro y aluminio; *ii*) precipitación cuando el pH disminuye y la concentración de cationes (Ca^{+2} , Mg^{+2} , Al^{+3} , Fe^{+3}) y salinidad aumenta como, por ejemplo, en los estuarios; *iii*) oxidación química o por radiación UV; y *iv*) oclusión de metales con la materia orgánica, tanto en la fase disuelta como en los sedimentos (Thurman, 1985). Los procesos físicos como la geomorfología del canal y la topografía del lecho controlan la dinámica del almacenamiento de sedimentos según el caudal (menor almacenamiento a mayor caudal), mientras que, los eventos de inundación generan interacciones laterales, que resultan en una mayor retención de material particulado en las llanuras aluviales (Charlton, 2008). Los estuarios son de particular interés debido a que se ubican en la interfase entre la red fluvial y el océano y albergan procesos hidrodinámicos y metabólicos complejos, que alteran la turbidez y modifican el almacenamiento y la retención de sedimentos (Battin et al., 2008).

A pesar de todo lo anterior, los procesos biogeoquímicos que controlan las emisiones de CO_2 y CH_4 a la atmósfera y los flujos laterales de C siguen sin estar totalmente claros, porque las

relaciones entre los factores físicos, biológicos y antropogénicos son muy complejas y varían significativamente a lo largo del continuo acuático (Battin et al., 2008; Hotchkiss et al., 2015).

La dinámica del C en un segmento fluvial se puede expresar como un presupuesto o balance de masa (en unidades de t C año⁻¹ o g C m⁻² año⁻¹) según la ecuación 3, que integra las entradas de C ($C_{alóctono}$), las salidas a la atmósfera (C_{gas}) y por vía superficial (C_{flujo}) y el cambio en el almacenamiento, válido para el C orgánico o el inorgánico (Butman et al., 2018):

$$C_{ac} = C_{alóctono} - (C_{gas} + C_{flujo}) \quad \text{ECUACIÓN 3}$$

Así, en resumen, las reservas de C en los sistemas lóticos (C_{ac}) dependen de las entradas de C_{Org} alóctono en forma disuelta o particulada (procedentes de los suelos, de aguas arriba o de las aguas subterráneas y las zonas ribereñas), de la PP, del C autóctono procedente de la R de la materia orgánica y del ingreso de CO₂ atmosférico. Las salidas de C del sistema incluyen las emisiones gaseosas (CO₂ y CH₄) y los flujos de C disuelto o particulado aguas abajo (C_{flujo}). A su vez, el almacenamiento puede ser como COD, COP, biomasa acuática o incluso madera muerta que interacciona con la zona riparia y la llanura de inundación (Wohl et al., 2017).

2 ANTECEDENTES

Los estudios recientes han demostrado que los sistemas acuáticos epicontinentales son un componente principal en la biogeoquímica planetaria, con un importante papel en el ciclo y presupuesto del C (Cole et al., 2007). En las últimas décadas, se han generado numerosos modelos de estimaciones regionales y globales de los flujos de C (Meybeck, 1982; Ludwig y Probst, 1996; Schlünz y Schneider, 2000; Harrison et al., 2005; Dai et al., 2012; Li et al., 2017), cuya solidez depende indudablemente de la confiabilidad y representatividad de los datos subyacentes, los cuales varían en función de diversos factores (p.ej., área y pendiente de la cuenca, escorrentía, litología, climatología y actividades humanas; Syvitski y Kettner, 2011). Además, esos balances están limitados por procesos biogeoquímicos aún poco conocidos como los de intercambio con la atmósfera o los flujos laterales de C, que varían ampliamente entre ecosistemas acuáticos y dentro del “continuo” hidrológico (Hotchkiss et al., 2015).

Las zonas tropicales abarcan el 42.7% del área global del planeta y contribuyen con el mayor porcentaje de descargas de sedimentos (~73%), agua dulce (~66%; Huang et al., 2012) y de C

(~50%; Li et al., 2017) hacia los océanos a nivel mundial, debido a sus condiciones climáticas y a las coberturas y usos de suelo (Ludwig et al., 1998; Meybeck, 1982; Sarin et al., 2002; Schlünz y Schneider, 2000). A manera de ejemplo, se ha estimado que, con base en modelaciones de los flujos de sedimento fluvial, un río tropical puede transportar 100 veces más sedimento a los océanos que un río del ártico (Syvitski y Kettner, 2011).

El C transportado por ríos tropicales hacia los océanos supone un flujo de $0.53 \text{ Pg C año}^{-1}$, de los cuales el 39.8% es CID, el 25.7% es COD, el 9.7% es CIP y el 24.8% es COP (Huang et al., 2012). Generalmente, los ríos tropicales de gran tamaño exportan grandes cantidades de COD, COP y CID, debido a sus amplias cuencas de drenaje y al elevado caudal, más evidente en aquellos que atraviesan bosques tropicales húmedos (Li et al., 2017; Schlesinger y Melack, 1981). No obstante, la magnitud y el procesamiento de las fracciones de C en los ambientes fluviales tropicales han sido escasamente caracterizados, a pesar de su importancia desproporcionada en comparación con los de otras latitudes (Ward et al., 2017). En particular, los datos disponibles de CIP son extremadamente limitados en la zona tropical (Li et al., 2017).

En la última década, se ha dado un fuerte impulso a las investigaciones sobre los flujos de sedimentos y C en las zonas tropicales (e.g. Geeraert et al., 2018). El río Amazonas ha funcionado tradicionalmente como el modelo de río tropical (p.ej., Albéric et al., 2017; Bouchez et al., 2014; Sawakuchi et al., 2017; Seidel et al., 2016; Seyler et al., 2006), pero actualmente, la investigación de los flujos de C se ha incrementado y ha generado datos de otros grandes ríos de la zona tropical, como el Congo, África (Bouillon et al., 2012; Coynel et al., 2005; Probst et al., 1994), Orinoco, Venezuela (Mora et al., 2014) y Yangtze, Asia (Yang et al., 2016), pero también de otros ríos pequeños de África (p.ej., Bird et al., 2008; Borges et al., 2015; Brunet et al., 2009; Geeraert et al., 2018; Geeraert et al., 2015; Tamoooh et al., 2014), Asia (p.ej., Aldrian et al., 2008; Hu et al., 2015; Sarin et al., 2002; Song et al., 2016) y América (p.ej., Abril et al., 2005; Depetris y Kempe, 1993; Gallay et al., 2018; Mora et al., 2014). No obstante, aún hay muchas zonas tropicales sin información y en América Central, por ejemplo, hay pocos trabajos en ríos pequeños y zonas montañosas de Panamá, Puerto Rico y Haití (Goldsmith et al., 2015; McDowell y Asbury, 1994; McGillis et al., 2015). Así que, aún existe mucha incertidumbre tanto en los flujos regionales de ciertas latitudes como en los globales (Ward et al., 2017).

Según “*The First State of the Carbon Cycle Report*” (SOCCR), los cuerpos acuáticos epicontinentales de Norteamérica son exportadores de C a los océanos y sumideros de C en los sedimentos, sin considerar a Canadá y México por falta de información (King et al., 2007). Desafortunadamente, la hidrología, geomorfología, biodiversidad y ecología de los ríos de México está pobremente estudiada (Hudson et al., 2005); en particular, los datos disponibles generados sobre los almacenes y flujos de C en sistemas acuáticos epicontinentales mexicanos son aún escasos, aunque existe información a pequeña escala de las emisiones y almacenamiento de GEI en ciertos lagos o reservorios, como Alchichica o Valle de Bravo (Butman et al., 2018).

Según Alcocer et al. (2018), en México existe información disponible de C en setenta y siete cuerpos acuáticos, la mayoría en sistemas lénticos (94.8%; e.g. Hernández y Gaxiola, 2007; Guzmán et al., 2015; Paz et al., 2017; Oseguera-Pérez et al., 2014; Oseguera y Alcocer, 2015) y en menor porcentaje en sistemas lóticos (5.2%). La mayor parte de información existente son estudios puntuales sobre almacenes de C, más no sobre flujos. El desconocimiento sobre el papel de los sistemas lóticos mexicanos es casi absoluto, a pesar de su importancia como conductores de C hacia el océano y como fuentes o sumideros de CO₂ (Cole et al., 2007). La necesidad de generar nueva información referente a la dinámica del C en los ríos de México es de trascendental importancia porque hay mucha incertidumbre a nivel regional y desconocemos cómo cambia el flujo de C en un gradiente altitudinal, latitudinal y por regiones geográficas, y falta información sobre cómo está siendo procesado y distribuido entre los diferentes compartimentos del sistema (Ward et al., 2017).

Los sistemas lóticos de México constituyen una red hidrográfica de 633,000 km de longitud y se encuentran distribuidos en 37 regiones hidrográficas asociadas a la vertiente occidental del Océano Pacífico (cauces con bajo volumen de agua y pendientes pronunciadas y cortas), a la vertiente Oriental del Golfo de México (GMx) y Mar Caribe (pendientes largas y suaves, de flujo lento y gran volumen) y a cuencas interiores o endorreicas (Alcocer y Bernal-Brooks, 2010). Dos tercios del escurrimiento superficial del país corresponden a los cauces de siete ríos: Grijalva-Usumacinta, Papaloapan, Coatzacoalcos, Balsas, Pánuco, Santiago y Tonalá (INEGI, 2018), de los cuales el sistema Grijalva-Usumacinta, que drena hacia el GMx, es la cuenca más importante por su longitud y caudal (Benke y Cushing, 2009).

De acuerdo con estimaciones y modelos realizados con datos meteorológicos, topográficos, de caudal y de flujos de C fluvial de los continentes, se espera que en los ríos de México el flujo de COD sea bajo ($<0.25 \text{ Tg C año}^{-1}$), el de COP sea medio en los ríos del norte del país ($0.25\text{--}1 \text{ Tg C año}^{-1}$) y bajo en los del centro y sur ($0.25\text{--}0.5 \text{ Tg C año}^{-1}$), mientras que el flujo de CID sea medio en todos los ríos del país ($0.5\text{--}1 \text{ Tg C año}^{-1}$), excepto en la cuenca Grijalva-Usumacinta, que podría representar los valores más altos de exportación a nivel regional ($>2 \text{ Tg C año}^{-1}$; Li et al., 2017). Esta última cuenca exorreica está conformada principalmente por carbonatos y rocas sedimentarias del Cenozoico (Muñoz-Salinas y Castillo, 2015), por lo cual la disolución o hidrólisis de minerales primarios (carbonatos y silicatos) será mayor que en otros ríos del país.

3 JUSTIFICACIÓN

Las estimaciones mundiales del transporte de C fluvial hacia los océanos condicionan directamente el ciclo y presupuesto global de C (Cole et al., 2007) y dependen de la variabilidad climática y de su acoplamiento con otros ciclos biogeoquímicos (N, P y S; Meybeck, 1982). Sin embargo, aún existen grandes incertidumbres debidas a la falta de registros estacionales a escala regional así como a la ausencia de datos de cómo las principales especies de C contribuyen a los presupuestos globales (Atkins et al., 2017). Es preciso complementar la información referente a la variabilidad de las diferentes formas químicas del C en los ríos de las zonas tropicales (Huang et al., 2012). La presente propuesta busca rellenar esa laguna y se enfoca en la evaluación y cuantificación de la concentración y el transporte de C en la cuenca del río Usumacinta en su porción mexicana (cuenca media y baja hasta su desembocadura en el GMx).

Es necesario contar con información hidrológica de la cuenca de drenaje puesto que juega un papel importante en el transporte y la transformación de C fluvial (Atkins et al., 2017). Particularmente, los ríos tropicales muestran a menudo una alta variabilidad interanual y una fuerte estacionalidad en el caudal, que ocurren en periodos de tiempo cortos (Syvitski et al., 2014). La información sobre las características hidrodinámicas (caudal) y de calidad del agua, así como los cambios en la concentración de clorofila-a (Clor-a) y en los sólidos suspendidos totales (SST) en relación al gradiente altitudinal, a las características geológicas, a las actividades antrópicas y a la variabilidad climática, es necesaria para definir la dinámica del metabolismo del

sistema fluvial, entendiéndose como los flujos de materia y energía a través de la PP y R en términos de balance de oxígeno, C o biomasa del sistema acuático (Elosegi y Sergi, 2011).

La cuenca del río Usumacinta es una región hidrológica prioritaria y de mayor importancia en México por la abundancia de recursos hídricos y biodiversidad (Rosales, 2012), y por los servicios ecológicos y ambientales de importancia económica directa (e.g. captura de CO₂ en la biomasa forestal, suministro de agua y nutrientes para la zona estuarina y pesquería; González y Montero, 2018). Por tal motivo, este estudio es clave pues ayuda a comprender el papel de los sistemas acuáticos epicontinentales mexicanos en el ciclo regional (México) y global de C y a definir el funcionamiento del transporte fluvial y su interrelación con los procesos hidrológicos y biogeoquímicos que modifican la magnitud de la descarga de C en la región tropical de América del Norte y en particular en el GMx. La presente investigación aspira a generar un conocimiento básico sobre las diferentes formas químicas del C en el río Usumacinta que podrían ser incorporados en estudios y modelaciones posteriores, que mejorarán la precisión en los presupuestos regionales y globales del C y en las predicciones del cambio climático. Además, representa una primera aproximación para estimar y caracterizar los flujos de C en la cuenca más importante del país, contribuyendo al desarrollo y conocimiento del ciclo del C de los sistemas lóticos en México.

Por último, el análisis de la variabilidad longitudinal del C junto con las variables fisicoquímicas del agua y la Clor-a servirá para evaluar los efectos de los cambios de uso del suelo y de otras perturbaciones antrópicas en la cuenca media y baja del río Usumacinta.

4 PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN E HIPÓTESIS

- 1. ¿Cuál es la concentración de las distintas fracciones de carbono (COP, COD, CIP y CID) y cómo varían las proporciones COD/COP, COD/CID de manera temporal y espacial a lo largo del río Usumacinta?**

La concentración de COD será similar a los ríos de América tropical $\sim 5.17 \text{ mg L}^{-1}$ (entre 2 y 15 mg L^{-1} ; Huang et al., 2012) con valores más altos durante la época de mayor precipitación debido a los procesos de lixiviación (lavado) y arrastre de materia orgánica a través de la erosión superficial del suelo (Degens et al., 1991). El COP será similar al registrado en los ríos de Norteamérica ($\sim 2.5 \text{ mg L}^{-1}$; entre 1 y 10 mg L^{-1}) y se espera encontrar una relación

positiva con la concentración de SST. En cuanto al CID, se espera que sea la mayor fracción transportada, de manera similar a otros ríos de litología kárstica (Li et al., 2017).

La proporción COD/COP será >1 debido a que, en la zona tropical, la mayor fracción de C orgánico es la disuelta, derivada de la degradación de materia orgánica procedente de las zonas de humedales y los bosques (Seyler et al., 2006; Huang et al., 2012).

La relación CID/COD en el río Usumacinta también será >1 debido a la litología kárstica de la cuenca (Li et al., 2017), a diferencia de las proporciones determinadas para los ríos de la zona tropical ecuatorial, donde la fracción del COD es mayor (Huang et al., 2012).

Existe un aporte importante de C tanto orgánico (COT) (materia orgánica procedente de la selva tropical y por cambios de usos del suelo), como inorgánico (CID) (intemperismo y también por cambio de uso de suelo), pero, la actividad fotosintética en los ambientes fluviales disminuirá la cantidad de CID (Atkins et al., 2017). Por lo tanto, a una mayor PP en la cuenca media y, por ende, por el dominio de ambientes autotróficos, se espera que el CID tienda a ser menor, reduciendo la proporción CID/COD durante la época de secas; por el contrario, en la temporada de lluvias la proporción será mayor a lo largo de todo el cauce por la disminución de la actividad fotosintética.

2. ¿Cuáles son los aportes de carbono disuelto y particulado del río Usumacinta a las costas del Golfo de México en comparación con otros sistemas lóticos tropicales o templados y cómo varía estacionalmente?

De acuerdo a en la escasa información disponible en la América tropical (véase Huang et al., 2012), los aportes de carbono disuelto y particulado del río Usumacinta, el río tropical más importante de México por su caudal, serán más elevados que en ríos similares de otras zonas tropicales y de latitudes templadas.

Además, durante la temporada de lluvias o inundaciones se espera que los aportes de C fluvial sean mayores en comparación con la estación seca, por más erosión y arrastre de sedimentos en el área de drenaje, en respuesta al incremento del caudal y de la esorrentía en la cuenca (Li et al., 2017; Muñoz-Salinas et al., 2016).

5 OBJETIVOS

5.1 OBJETIVO GENERAL

Evaluar las concentraciones de C y sus flujos de exportación fluvial en el cauce principal y afluentes del río Usumacinta en su porción mexicana, analizando las variaciones temporales y espaciales de las diferentes especies químicas del C (COD, CID, COP, CIP) y sus proporciones con el fin de establecer el funcionamiento base de los sistemas loticos tropicales de México.

5.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar las concentraciones y flujos de C orgánico e inorgánico, disuelto y particulado en la cuenca media y baja del río Usumacinta, así como su variabilidad espacial y temporal en dos épocas contrastadas (lluvias y secas) en el periodo 2017-2018.
- Caracterizar la variabilidad del caudal en el sistema lótico mediante técnicas de aforo en los sitios de muestreo seleccionados para generar información sobre su hidrodinámica.
- Caracterizar las principales variables fisicoquímicas del río Usumacinta, así como la concentración de sólidos suspendidos totales y de clorofila “a”.
- Determinar las relaciones entre las concentraciones de C y los procesos hidrológicos, biogeoquímicos y de uso de suelo a lo largo del cauce principal y en sus afluentes en la cuenca media y baja del río Usumacinta.
- Comparar los flujos de C del río Usumacinta hacia el Golfo de México con otros ríos tropicales similares.

6 MATERIALES Y MÉTODOS

6.1 ÁREA DE ESTUDIO

Este estudio se realizó en la cuenca del río Usumacinta, ubicada en el sureste de México, y que forma parte de la Región Hidrológica No. 30 (RH 30) Grijalva-Usumacinta, la cual representa el 5.7% del territorio continental y descarga la mayor cantidad de agua y sedimentos de México

(Muñoz-Salinas y Castillo, 2015). Debido a su tamaño, la RH 30 constituye el sistema fluvial más importante del país y el décimo de América del Norte, con un área drenaje de $\sim 112,550 \text{ km}^2$ y una descarga hacia el GMx de $2,678 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Benke y Cushing, 2009; Muñoz-Salinas y Castillo, 2015) que puede alcanzar de $4,700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a $7,500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Octubre 1999) en los eventos de inundaciones extremas (Yáñez-Arancibia et al., 2009). La RH 30 está formada por el río Usumacinta, que drena al oeste de Chiapas y sirve como frontera internacional entre México y Guatemala, y el río Grijalva, que tiene una longitud total de $\sim 640 \text{ km}$ y drena hasta el margen oriental de Oaxaca y Veracruz. Ambos sistemas fluviales se unen cerca de la ciudad de Frontera, Tabasco, 24 km antes de la desembocadura en el GMx, y descargan al mar en conjunto un volumen medio anual de entre 120 km^3 (Yáñez-Arancibia et al., 2009) y 147 km^3 (Rosales, 2012). Además, se diferencian dos regiones con elevada precipitación, la zona montañosa, que nace en Guatemala y atraviesa el bosque tropical húmedo en Chiapas y la llanura costera tabasqueña que drena en el GMx (Hudson et al., 2005).

6.1.1 Hidrología e hidrografía

La cuenca del río Usumacinta se encuentra ubicada entre ($14^{\circ}53'42''\text{N}$ y $18^{\circ}8'6''\text{N}$) de latitud y ($92^{\circ}44'52''\text{O}$ y $89^{\circ}8'6''\text{O}$) de longitud; abarca una extensión total de $77,743.6 \text{ km}^2$, de los cuales el 58% corresponden a Guatemala, 42% a México y el 0.01% a Belice y está conformada por una impresionante red fluvial que se puede dividir según sus características físicas (relieve, hidrología y altitud) en tres zonas: cuenca alta (30%), cuenca media (48.5%) y cuenca baja (21.5%; Saavedra et al., 2015). La cuenca alcanza altitudes hasta de 3,800 m.s.n.m. en la Sierra de los Cuchumatanes y 2,600 m.s.n.m. en los altos de Chiapas, con una altitud media de 200 m.s.n.m. (Soares y García, 2017). Una porción elevada de la cuenca alta y media se encuentra en Guatemala (Fig. 2) y la población en toda la cuenca es $\sim 2\,353,842$ habitantes, concentrados en 9,058 núcleos urbanos (Soares y García, 2017). El río Usumacinta es el más largo de Mesoamérica y el sexto más largo de Latinoamérica ($\sim 1,100 \text{ km}$), además, es uno de los pocos ríos mexicanos que no se encuentra represado (Rosales, 2012). Sin embargo, en la porción de Guatemala se ha construido la planta hidroeléctrica de mayor capacidad de ese país, ubicada en la subcuenca del río Chixoy en Pueblo Viejo (cuenca alta del río Usumacinta; Nooren et al., 2017). Entre 1983 y 2009, se acumularon $\sim 158 \times 10^6 \text{ m}^3$ de sedimento a una tasa de $\sim 6.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, reduciendo así el transporte de sedimentos hacia la costa (Nooren et al., 2017).



FIG. 2 CUENCA DEL RÍO USUMACINTA, MÉXICO

El río Usumacinta se conforma por los escurrimientos de las subcuencas de los ríos Chixoy-Salinas (13,643 km²), La Pasión (11,795 km²), Lacantún (19,980 km²), San Pedro (13,964 km²) y del sistema lagunar y de pantanos del propio Usumacinta (17,710 km²). Las cuatro primeras son cuencas tributarias y la última es la cuenca receptora (Fig. 3). La cuenca alta del río Chixoy drena desde las montañas de la Chamá y los Cuchumatanes (Sierra Madre de Guatemala) en el sector norte-centro del altiplano guatemalteco, y es considerada como el origen del río Usumacinta; posteriormente, éste se une con el río La Pasión, que proviene de la región de El Petén, en la Sierra de Santa Cruz, y, a pocos kilómetros hacia el noroeste, se une con el río Lacantún, cuyas aguas nacen en Los Altos de Chiapas, formando así, el límite transfronterizo entre México y Guatemala. Aguas abajo, el río Usumacinta discurre por su cuenca media hasta el

Cañón de Boca del Cerro, abandonando su carácter fronterizo, para luego unirse a la subcuenca del río San Pedro, que nace en el Petén guatemalteco, y formar la cuenca baja del Gran Usumacinta (Fig. 3). En esta zona, el río presenta una bifurcación de menor caudal hacia el río Palizada, que drena en la Laguna de Términos (Campeche) y, posteriormente, otra derivación hacia el noreste en el río San Pedro-San Pablo; mientras, el cauce principal se une con el río Grijalva antes del poblado de Frontera en la zona conocida como Tres Brazos y juntos desembocan en el GMx. La cuenca baja discurre por la región fisiográfica denominada Planicie del GMx (Saavedra et al., 2015), que es la llanura palustre más extensa de Mesoamérica. En esta zona se encuentra la Reserva de la Biosfera Pantanos de Centla (RBPC), uno de los humedales más extensos e importantes en el GMx, después del delta del río Mississippi (Carabias et al., 2000; Muñoz-Salinas et al., 2016) que incluye ríos con una gran sinuosidad donde es común la formación de meandros, numerosas lagunas salobres y otros humedales y zonas inundadas.

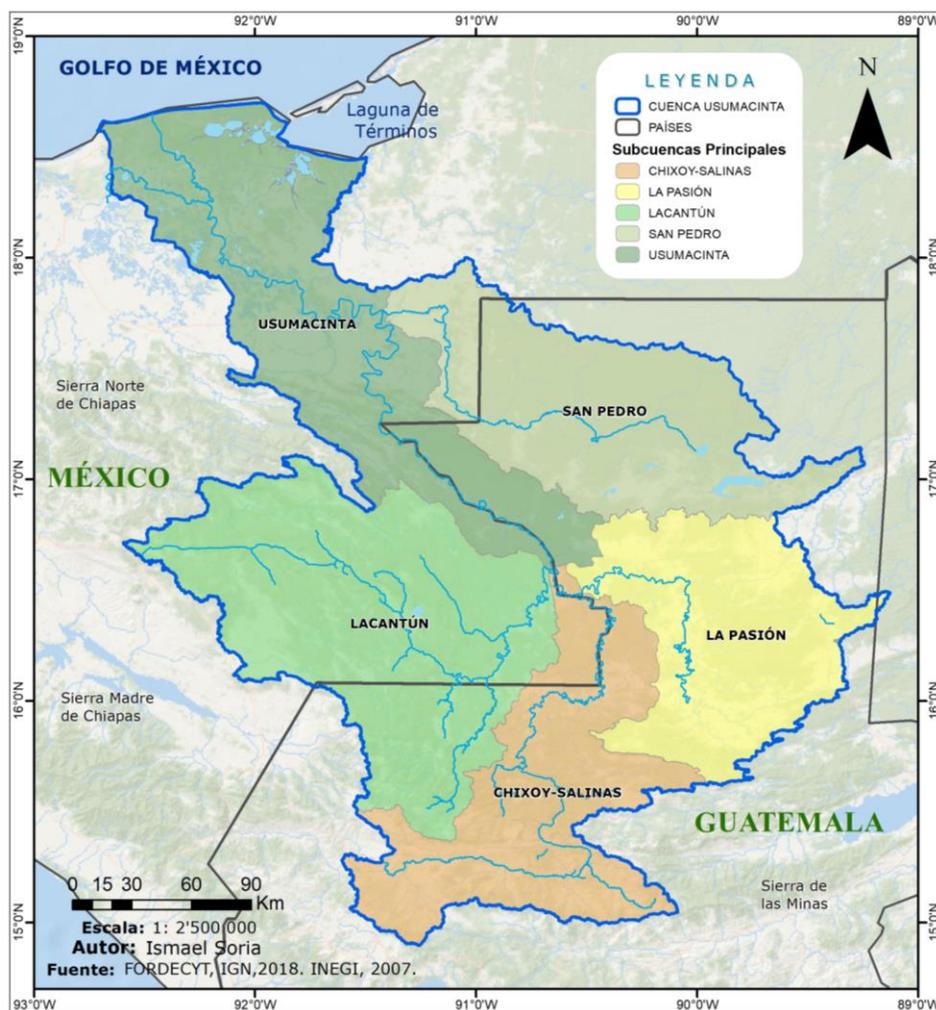


FIG. 3 SUBCUENCAS PRINCIPALES DEL RÍO USUMACINTA.

6.1.2 Climatología

La Cuenca del río Usumacinta tiene un clima húmedo tropical con precipitaciones anuales promedio de 1,500 a 2,500 mm, que llegan hasta los 5,000 mm año⁻¹ en la parte alta de la cuenca en Guatemala, los cuales son considerados como uno de los niveles más altos de México y Mesoamérica (Benke y Cushing, 2009; Cotler, 2010; Muñoz et al., 2011). Las condiciones climáticas de la cuenca no son uniformes, presenta una temperatura anual promedio de 23°C que varía de entre 8° y 12°C en los Altos Cuchumatanes hasta 26° y 30°C en la zona baja de la cuenca (Benke y Cushing, 2009). El clima exhibe una estación lluviosa durante los meses de verano y una temporada relativamente seca en invierno, modelado por la variabilidad climática natural asociada a los vientos monzónicos derivados de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), los cuales pueden afectar drásticamente a las condiciones locales de temperatura y humedad y crear alteraciones extremas como consecuencia del calentamiento global (Magaña et al., 2003; Soares y García, 2017).

La ZCIT genera una intensa temporada de precipitaciones dominada por los vientos alisios entre junio-noviembre (máximo en septiembre) y una temporada seca debido a los vientos contralisios y las masas de aire polar en los meses de diciembre a mayo (Fig. 4; Grodsky y Carton, 2003; Muñoz-Salinas et al., 2016). Los vientos alisios prevalecen durante el verano y provocan ondas tropicales del este, depresiones, tormentas, ciclones y huracanes que llegan desde el sur y el sureste a través del Mar Caribe, GMx y en raras ocasiones del Océano Pacífico, aportando el 80% de la precipitación (Magaña et al., 2003). Durante esta época, las intensas lluvias de tipo convectiva-orográfica producen un rápido incremento en las descargas de agua del Usumacinta, causando inundaciones en las tierras bajas; además, en esta temporada se presenta una sequía intraestival o “canicular” que separa la precipitación en dos máximos (junio y septiembre; Magaña et al., 2003; Fig. 4). Por el contrario, la época de secas se caracteriza por altas temperaturas y bajas precipitaciones (mínimo en abril) debido al efecto de los vientos contralisios y sus anticiclones, que pueden ser cálidos y excesivamente secos, fríos o moderadamente húmedos (comúnmente llamados “nortes”), los cuales aportan del 10 al 15% de la lluvia en el área (Carabias et al., 2000).

A partir de datos históricos de aforo (entre 1948 y 2014) medidos en la estación hidrométrica Boca del Cerro (Tabasco, código 30019), que drena un área de 47,697 km² (60% de la cuenca; CONAGUA, 2019) y corresponde hasta el 80% del caudal del río Usumacinta (el restante lo

aportan los ríos San Pedro con $\sim 13,964 \text{ km}^2$ y Chacamax con $1,582 \text{ km}^2$ en la cuenca baja), se estima que el caudal promedio anual es de $1,934 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ($619\text{-}4,076 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). La estación hidrométrica Boca del Cerro es la estación de referencia para reportar el caudal histórico de la cuenca a nivel regional (CONAGUA, 2011; INEGI, 2018) y global (Benke y Cushing, 2009; Meybeck y Ragu, 2012).

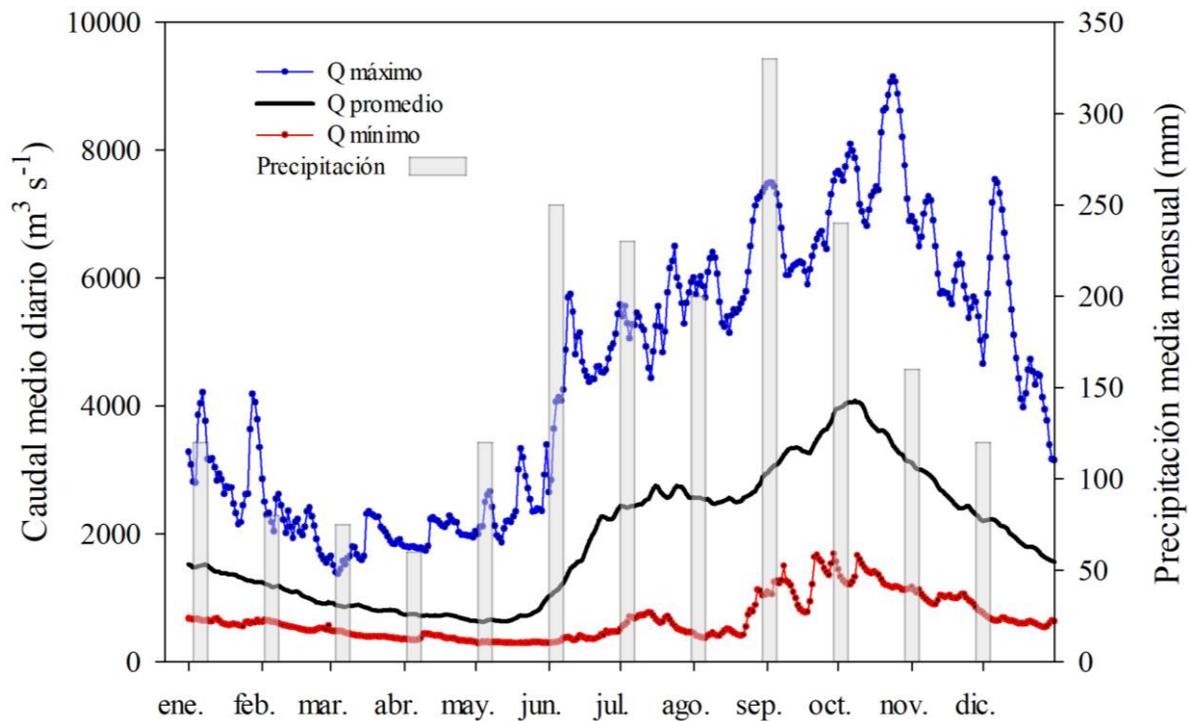


FIG. 4 VARIACIÓN DEL CAUDAL MEDIO DIARIO (1948-2014) Y DE LA PRECIPITACIÓN MEDIA MENSUAL (1950-2000) DEL RÍO USUMACINTA MEDIDOS EN LA ESTACIÓN BOCA DEL CERRO (CONAGUA, 2019).

Es importante destacar que durante los meses de julio a noviembre los caudales son superiores al promedio anual y se relacionan directamente con los registros de precipitación disponibles en la estación climatológica del mismo nombre (código 27004; CONAGUA, 2019). Benke y Cushing (2009) reportaron para la estación 30019 un gasto promedio anual en el río Usumacinta de $1,857 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y una escorrentía mensual $>10 \text{ cm}$ desde julio hasta diciembre en el periodo comprendido entre 1949 y 1983. Carabias y colaboradores (2015) desarrollaron un modelo de simulación hidrológica utilizando datos de 50 años (1950-2000) de Boca del Cerro y estimaron que el caudal alcanza valores de $\sim 3,600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, con un promedio anual $\sim 1,800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Según los datos de CONAGUA (2019), para el periodo de 1950 a 2014 el caudal tuvo un valor máximo de $9,145 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (octubre, 2008), alcanzando un nivel histórico en su nivel de aguas máximo (Paredes et al., 2012) y superando incluso a la inundación de 1999, que sucedió después de El Niño 1998 y La

Niña 1999 ($8,133 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$); además, durante la estación seca (diciembre a mayo) se han medido caudales superiores al promedio ($>4,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) en enero del 2006 y 2012, mientras que los caudales mínimos históricos se reportaron en mayo de 1963 ($<300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; Fig. 4).

6.1.3 Litología

El río Usumacinta drena la sierra de los Cuchumatanes, en el norte de Guatemala (3,500 m.s.n.m.) a través del bloque plegado de caliza cretácica de la Sierra de San Cristóbal (3,000 m.s.n.m.), donde se observa un patrón de drenaje enrejado con numerosos accidentes geográficos kársticos (cenotes), debido a la elevada precipitación que disuelve la roca caliza (Hudson et al., 2005). Esta región posee un relieve complejo con pendientes desde planas (0 a 3%) hasta fuertemente escarpadas (mayores a 75%), siendo las dos unidades geomorfológicas principales que caracterizan la cuenca del Usumacinta, la planicie costera de las tierras bajas y la zona montañosa en la parte alta (Saavedra et al., 2015). Según el análisis de información cartográfica con datos del INEGI (2018) y del IGN (2018), los carbonatos del cretácico (Ksd; nomenclatura de Guatemala) y la caliza (nomenclatura México) cubren aproximadamente el 43% del área de la cuenca, por lo que la geomorfología kárstica define en gran parte la dinámica acuática.

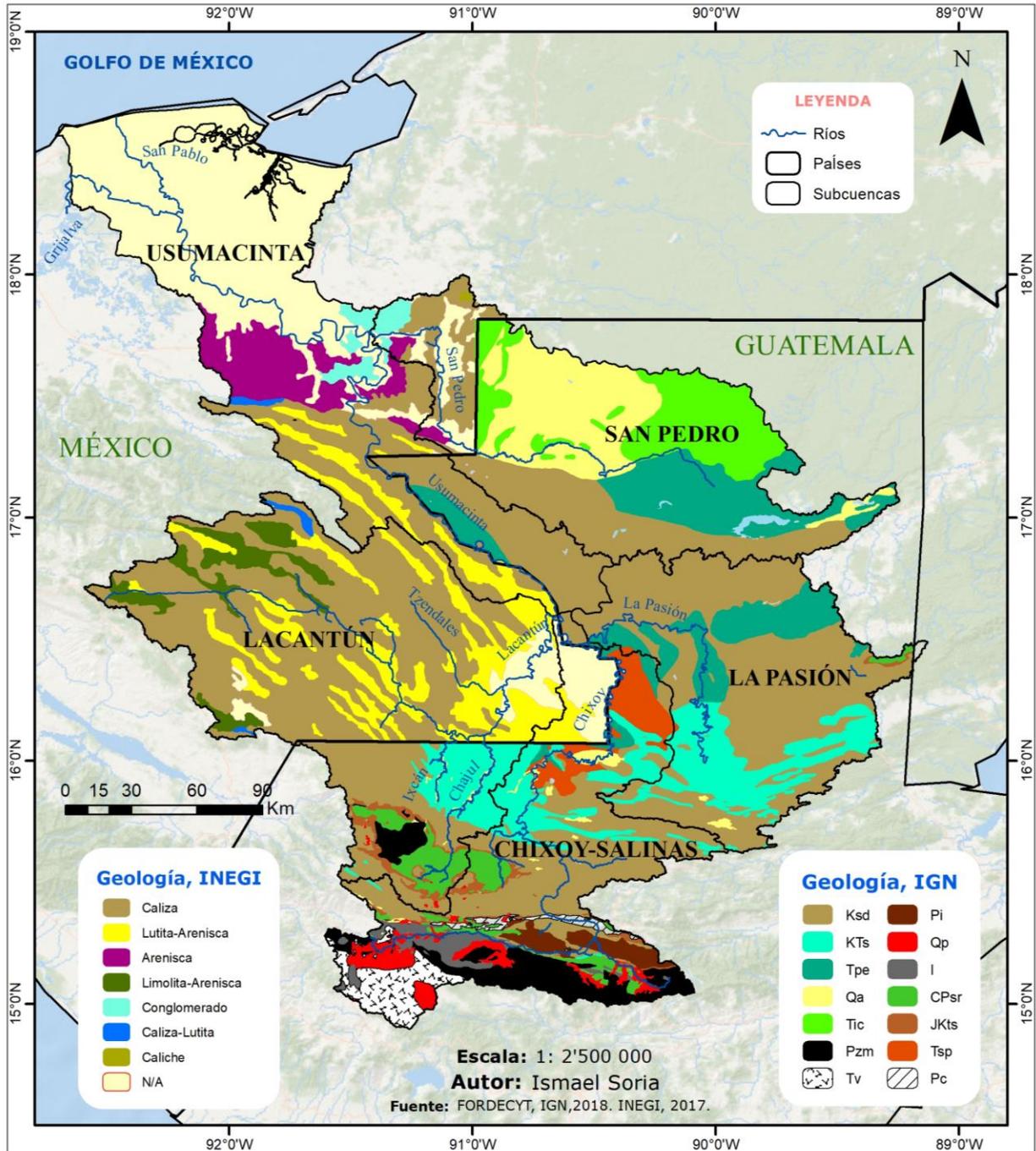
La zona montañosa está integrada por la Sierra de los Cuchumatanes (Guatemala), la Sierra Madre de Chiapas y los Altos de Chiapas. La Sierra de los Cuchumatanes está compuesta por calizas y dolomías del Cretácico, la Sierra Madre por dioritas y granitos del Paleozoico y los Altos de Chiapas por carbonatos marinos y continentales del Mesozoico con algunos depósitos volcánicos del Cenozoico (Muñoz-Salinas et al., 2016; Marshall, 2007). Según Saavedra y colaboradores (2015), la cuenca media del Usumacinta en México está constituida fundamentalmente por rocas sedimentarias marinas que conforman estructuras y formaciones particulares siguiendo la siguiente secuencia: calizas del Cretácico Superior, calizas, lutitas y areniscas del Terciario y conglomerados del Plioceno-Pleistoceno. La planicie costera es un área de bajo relieve que abarca la zona de humedales y pantanos formada por rocas sedimentarias del Cenozoico de origen aluvial y lacustre, depositadas por continuas trasgresiones y regresiones marinas (Anexo 1, Fig. 5).

El 32% del área de la subcuenca del río Chixoy está ocupada por carbonatos del Cretácico (Ksd), con un porcentaje elevado de rocas ígneas-cenizas volcánicas (21%) y metamórficas (10%; Pzm; filita, esquisto, gneis, mármol y magnetita), ubicadas principalmente en la parte alta de la cuenca

y asociadas a la cordillera central de Guatemala (Sierra de las Minas) y a los remanentes de ignimbritas de Los Chocoyos (erupción del volcán Atitlán; Nooren et al., 2017). Se observan también sedimentos clásticos marinos (Kte) del Cretácico (9%) y depósitos continentales (Tsp) de edad Terciaria cerca de la unión con el río Lacantún. Los carbonatos del Cretácico (Ksd) también abarcan la mayor parte de la cuenca del río La Pasión (66%), pero también hay un porcentaje elevado de sedimentos marinos detríticos (KTs; 18%) y químicos (Tpe; 14%), conformados por areniscas, lutitas y carbonatos de edad Terciaria (IGN, 2018).

La subcuenca del río Lacantún está conformada principalmente por caliza marina del Mesozoico (48%), lutita-arenisca (18%) y limolita-arenisca del Cenozoico (6%) en la porción mexicana; en Guatemala, aunque utilizando otra descripción, se presenta también un porcentaje alto (10%) de carbonatos del Cretácico (Ksd). La subcuenca del río Ixcán está formada por rocas metamórficas (Pzm) en la parte alta y sedimentos clásticos marinos (Kts) en la baja y la del río Chajul por la presencia de Kts y de rocas sedimentarias del Carbonífero (Cpsr). El río Tzendales drena una zona de caliza y lutita-arenisca, con una elevada pendiente (Fig. 5, Anexo 1).

La subcuenca del río San Pedro se caracteriza en la parte alta por poseer una extensa zona de aluviones cuaternarios (Qa; 25%), así como yeso y margas (Tic; 21%), distribuidos junto con los carbonatos del Cretácico (Ksd; 21%) y los sedimentos marinos (Tpe; 16%), mientras que en territorio mexicano se observa principalmente caliza (8%; IGN, 2018; INEGI, 2018). INEGI (2018), no proporciona información geológica para la cuenca baja del río Usumacinta (desembocadura y Pantanos de Centla); aunque se puede caracterizar dentro de la región fisiográfica denominada Llanura Costera del Golfo Sur, la cual es una planicie sedimentaria donde se acumularon grandes volúmenes de materiales rocosos provenientes del continente, depositados desde el Paleozoico hasta la actualidad (West et al., 1976). Así, se pueden observar una variedad de terrazas marinas y rocas sedimentarias como margas, gravas, arenas y limos, junto a depósitos aluviales y lacustres del Pleistoceno y recientes. También se pueden diferenciar formaciones de caliza (17%) y carbonatos del cretácico (Ksd; 12%), así como arenisca (10%) y lutita-arenisca (6%) del Cenozoico (Fig. 5).



Nota: Ksd = Carbonatos del Cretácico, KTs = Sedimentos clásticos marinos del Cretácico-Terciario, Tpe = Sedimentos marinos del Terciario, Qa = Rocas volcánicas del Cuaternario, Tic = Yeso y Marga del Terciario; Pzm = Rocas metamórficas Paleozoicas; Tv = Rocas volcánicas sin dividir del Terciario; Pi = Rocas ígneas del Jurásico-Cretácico; Qp = Cenizas volcánicas del Cuaternario; I = Rocas Intrusitas del Paleozoico y Mesozoico; CPsr = Rocas sedimentarias del Carbonífero y Pérmico; JKts = Formación Todos Santos del Jurásico-Cretácico; Tsp = Depósitos Continentales del Terciario; Pc = Carbonatos del Pérmico.

FIG. 5 MAPA GEOLÓGICO DE LA CUENCA DEL RÍO USUMACINTA

6.1.4 Tipos de vegetación y uso de suelo

La Cuenca del río Usumacinta tiene una amplia variedad de tipos de vegetación debido su particular topografía y red hidrológica (Fig. 6). El cambio de uso de suelo asociado a la deforestación para la expansión agrícola (cultivos de cafetales y palma africana) y de pastizales para uso ganadero intensivo, son los factores que regulan la dinámica de la cobertura vegetal a lo largo de la cuenca (Soares y García, 2017). Aunque la vegetación natural y el uso de suelo es tan variable entre México y Guatemala, como entre los estados mexicanos, en toda la cuenca, domina una agricultura de subsistencia (Fig. 6) de roza-tumba y quema, que aún utiliza grandes cantidades de pesticidas y agroquímicos (encalado; INEGI, 2018; Anexo 2). Del análisis cartográfico, se puede resumir que el 45% de la cuenca tiene una cobertura vegetal de bosque (23,578 km²) y de selva (11,221 km²), el 36% de pastizal (14,099 km²) y agricultura (13,527 km²), y el restante 19% corresponde a cuerpos de agua (5,318 km²), matorral (4,621 km²), vegetación hidrófila (4,313 km²) y otras cubiertas (456 km²; Anexo 2).

En la subcuenca del río Chixoy, ubicada casi en su totalidad en la porción guatemalteca, el 35% del área total corresponde a agricultura anual (maíz, sorgo y frijol), seguido de bosques naturales de latifoliadas (25%) y coníferas (13%) que abarcan la parte media y alta respectivamente; además, se observan bosques secundarios de charral o matorrales dispersos (9%; IGN, 2018). Cabe mencionar que en esta subcuenca se encuentra la Reserva Biológica San Román (186 km²) y el Parque Nacional Laguna de Lachuá (145 km²), el cual es un sitio RAMSAR (Eco-Región Lachuá) de importancia mundial por su alta biodiversidad y estado de conservación (Anexo 3; The Ramsar Convention, 2014). En la porción mexicana, cercana al río Lacantún, existen remanentes de selva alta (4%) asociada a pastos cultivados o pastizales (6%; INEGI, 2018).

En la subcuenca del río La Pasión se observa un porcentaje elevado de agricultura anual (25%) y de pastizal (tierras en descanso o dedicadas a la ganadería extensiva; 15%), con el charral o matorral y el bosque secundario distribuidos como pequeñas porciones en toda la subcuenca (17%), correspondiendo a zonas deforestadas en proceso de recuperación y modificación continua (IGN, 2018). Los bosques naturales de latifoliadas abarcan la tercera parte de la cuenca.

La subcuenca del río Lacantún, en la porción mexicana, se presenta como el área mejor conservada, con el 32% de selva alta perennifolia y el 22% de bosque de pino-encino, aunque hay un porcentaje elevado de pastizal cultivado (terrenos con labores de cultivo y manejo

llamados “potreros”; 10%) y de agricultura de temporal (cultivos cuyo ciclo vegetativo depende de la precipitación (maíz, calabaza, chile y frijol); 7%; INEGI, 2018). La porción de Guatemala está caracterizada principalmente por bosques de latifoliadas (7.5%), charral o matorrales (4%) y agricultura limpia anual (4%; IGN, 2018). En resumen, la subcuenca del río Lacantún entre ambos países presenta un 65% de cobertura natural, distribuido en bosques (33%) y selvas perennifolias (32%) asociada a la Reserva de la Biosfera Montes Azules (RBMA; 3,312 km²) y a la selva Lacandona; no obstante, la deforestación y expansión de la frontera agrícola dan como resultado un porcentaje elevado de pastizales de ganadería extensiva (17%) y agricultura (12%; INEGI, 2018).

La subcuenca del río San Pedro se caracteriza por poseer una extensa zona de humedales (26%), destinados a uso agrícola, y pastizales con amenaza de inundación. Existe, además un porcentaje elevado de agricultura limpia anual (14%) asociado a charral o matorrales (7%), con crecimiento de bosque secundario (IGN, 2018). La cobertura boscosa (latifoliadas; 25%) se ubica en el noreste de la subcuenca dentro del Parque Nacional Laguna del Tigre (3,379 km²), que, además, tiene la categoría de sitio RAMSAR por su extensión (zona de protección más grande de Guatemala), riqueza y características de su ecosistema de humedales (The Ramsar Convention, 2014). Ya en territorio mexicano se observa principalmente acahuales y pastizal cultivado (10%) con selva remanente (4%) y vegetación hidrófila (1%; INEGI, 2018).

Finalmente, la cuenca baja del Usumacinta tiene un porcentaje alto de pastizales (32%), destinados principalmente a la ganadería extensiva y a la agricultura (8%). Se observan remanentes de selva alta (21%) y bosque (10%), asociados al Parque Nacional Sierra Lacandona (Guatemala; 2,028 km²), al Área de protección de flora y fauna del Cañón del Usumacinta (Tenosique, México; 461 km²) y a la Zona Sujeta a Conservación Ecológica Sistema Lagunar Catazajá (sitio RAMSAR; 410 km²; Fig. 6, Anexo 3; IGN, 2018; INEGI, 2018). Por otro lado, en la zona cercana a la costa del GMx existen comunidades de hidrófitas (tular-popal; 14%) y manglares (5.5%), que forman parte de la RBPC. Esta zona de humedales (~3,027 km²), incluye lagunas salobres, estuarios, manglares, marismas estacionales y tierras agrícolas, es la de mayor extensión de Norteamérica y uno de los 15 sistemas de humedales más importantes a nivel mundial (The Ramsar Convention, 2014).

Según Plascencia-Vargas et al. (2014; Tabla 4), la cuenca del río Grijalva se caracteriza por un grado de influencia humana considerable, lo cual se refleja en un porcentaje alto de zonas dedicadas a actividades agrícolas y pecuarias extensivas (ganadería bovina; 49%), y en zonas de vegetación secundaria joven (acahuales arbustivos; 17.4%), que indican procesos de deforestación asociados. La vegetación arbórea apenas abarca del 25% al 30% de la superficie de la cuenca, siendo los principales grupos el bosque mesófilo de montaña, los bosques de pino-encino, la selva alta perennifolia y el tular-popal. El restante 3.6% de la cuenca corresponde a cuerpos de agua, asentamientos humanos y superficies sin vegetación. La disminución de la cobertura natural en esta cuenca es severa y ha ocurrido principalmente en las últimas seis décadas (Plascencia-Vargas et al., 2014).

Del mismo modo, se ha modificado fuertemente el régimen hidrológico natural del río Grijalva debido a la construcción de cuatro grandes presas en la parte media y baja de la cuenca (Complejo Hidroeléctrico Grijalva), con el fin de generar energía hidroeléctrica, evitar inundaciones en la zona baja y disponer de agua para las actividades agropecuarias (CONAGUA, 2018b). Las presas, que funcionan en conjunto a partir de 1987 y representan ~45% de la energía hidroeléctrica del país, son: Belisario Domínguez o “La Angostura” (embalse de mayor volumen de México), Manuel Moreno Torres o “Chicoasén” (tiene la altura más alta del país), Nezahualcóyotl o “Malpaso” y Ángel Albino Corzo o “Peñitas”, de las cuales, la más lejana de la confluencia con el río Usumacinta es la presa La Angostura (~488 km) y la más cercana Peñitas (~230 km; CONAGUA, 2018b). Lo anterior, sumado a la intensificación de la explotación petrolera y la minería, han ocasionado una serie de problemas ambientales y sociales en toda la cuenca (inundaciones, deslaves, deslizamientos, erosión, disminución de la fertilidad del suelo, azolvamiento, hundimiento de la planicie costera, intrusión salina y ocurrencia de contaminantes orgánicos e inorgánicos en general; Plascencia-Vargas et al., 2014), que se prevé serán agravados por el cambio climático tal como sugiere el IPCC (2013). Cabe mencionar que en el río Grijalva, las actividades agrícolas y ganaderas y las zonas pobladas (Tuxla Gutiérrez y Villahermosa) de la cuenca han incrementado los valores de la demanda bioquímica de oxígeno (DBO_5), de la demanda química de oxígeno (DQO) y de los coliformes fecales, clasificándolo de manera general como categoría III o “aceptable” (con indicio de contaminación pero con capacidad de autodepuración), según la CONAGUA (2018b).

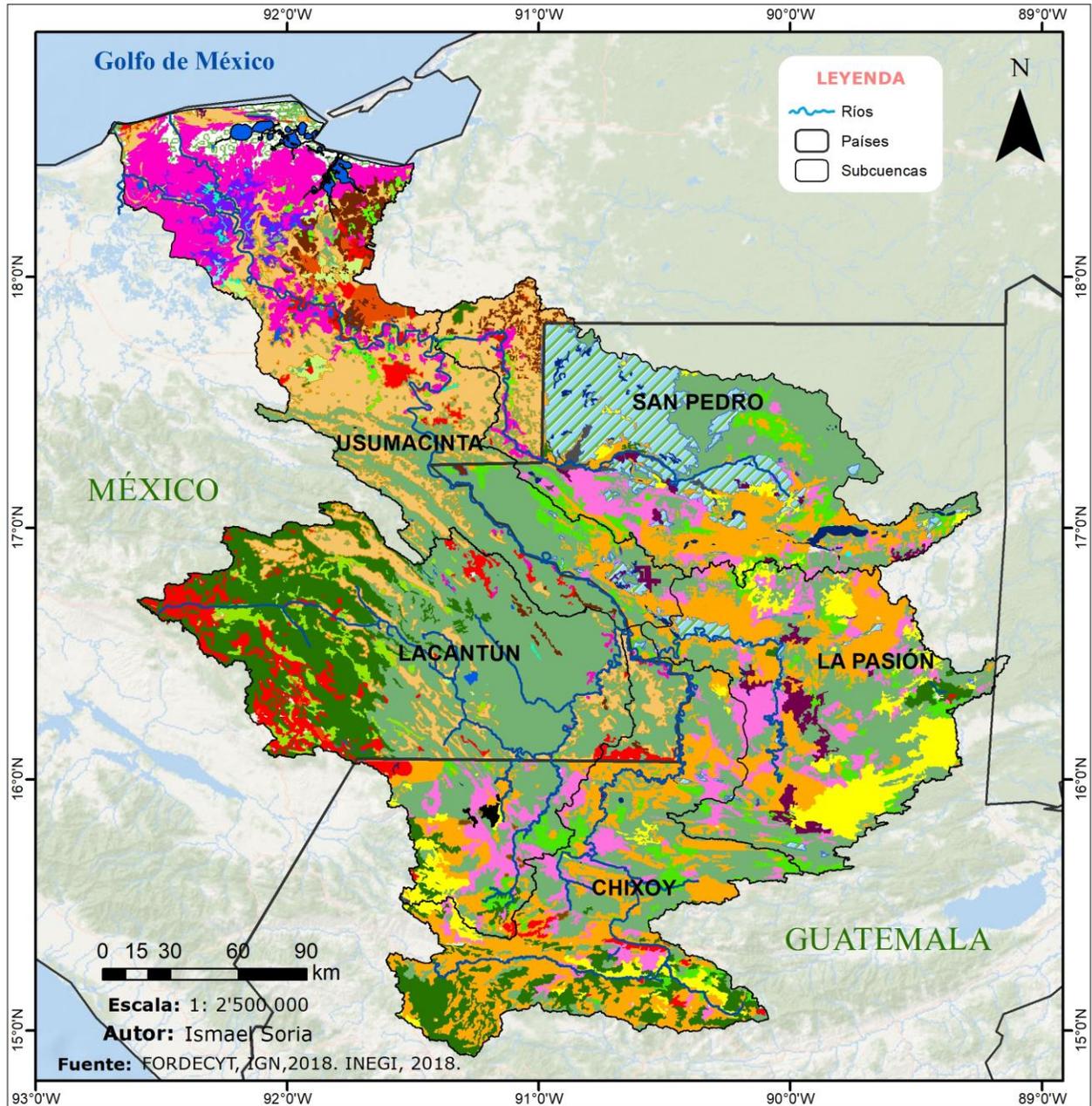


FIG. 6 MAPA DE VEGETACIÓN-USO DE SUELO DE LA CUENCA DEL RÍO USUMACINTA

6.2 METODOLOGÍA

La metodología de la investigación se basó en el siguiente marco conceptual de trabajo (Fig. 7) que detalla el procedimiento para la conclusión de los objetivos planteados y la resolución de las preguntas de investigación. Este consistió en realizar un trabajo de campo para la recolección de muestras y medición de variables hidrodinámicas y fisicoquímicas, seguido de los análisis de laboratorio y trabajo de gabinete que incluye el procesamiento y análisis estadístico de los datos y la comparación de los resultados con estudios similares en sistemas lóticos tropicales.

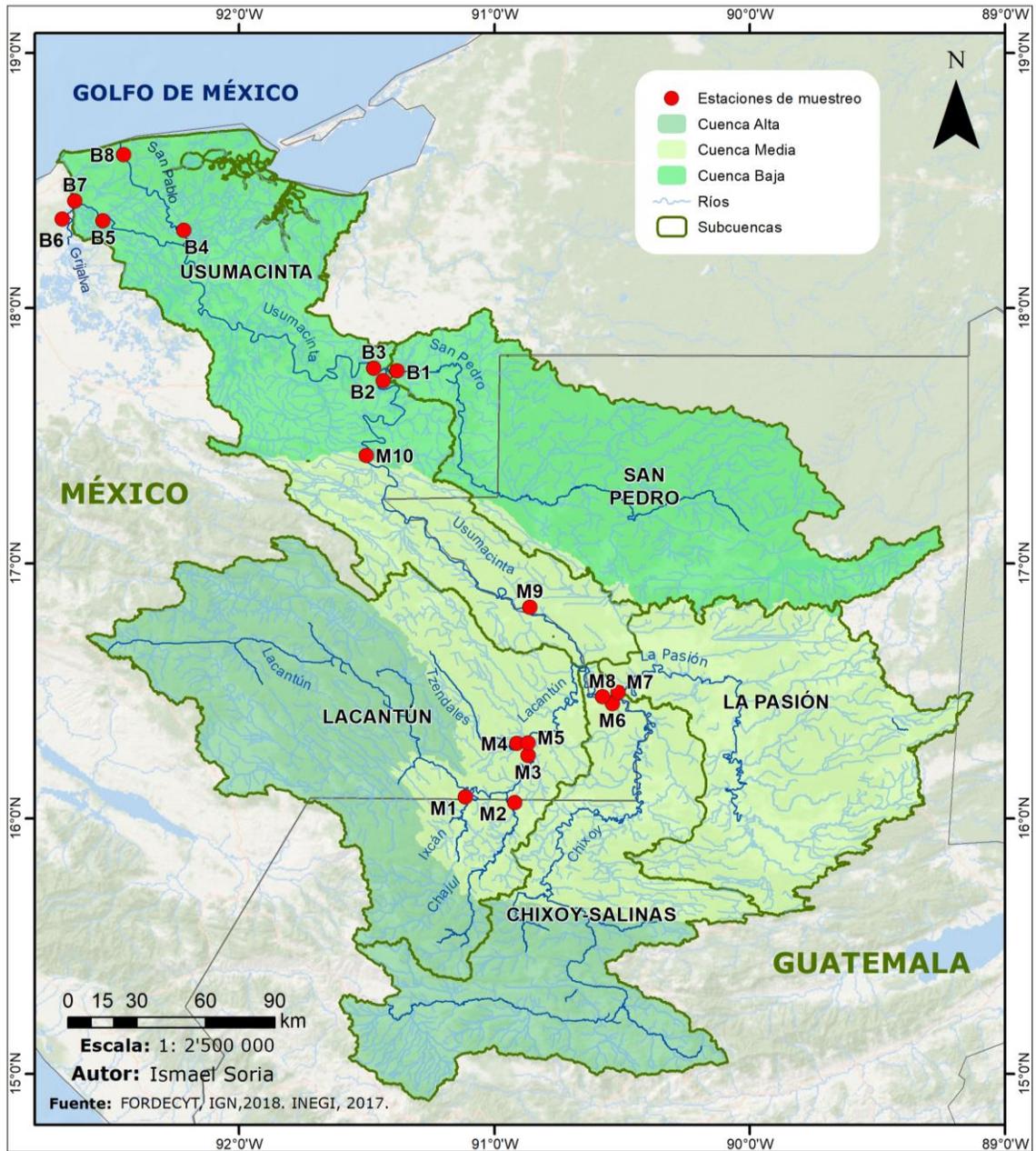


FIG. 7 MARCO CONCEPTUAL DE TRABAJO

6.2.1 Revisión bibliográfica y planificación del muestreo

En esta etapa se realizó una investigación bibliográfica referente a la dinámica de la concentración y flujos de las diferentes fracciones de C en ecosistemas lóticos tropicales. Se obtuvo información para la descripción del sitio de estudio, así como las principales variables hidrometeorológicas, geológicas y de uso de suelo.

Mediante un muestreo prospectivo previo (abril 2017), se identificaron (nombre y código) y caracterizaron las coordenadas geográficas de las secciones de muestreo, utilizando un GPS marca GARMÍN MAP62 (Tabla 1, Fig. 8). Se realizaron dos campañas de muestreo de campo que reflejan las condiciones extremas y contrastantes del río para evaluar el rango de fluctuación de las variables respectivas: post-lluvias (TL), un mes después del pico máximo de lluvias (octubre 2017), y secas (TS) durante el estío (abril 2018; Fig. 4).



Nota: M = Cuenca Media y B = Cuenca Baja.

FIG. 8 ESTACIONES DE MUESTREO EN LA CUENCA DEL RÍO USUMACINTA

Las estaciones de muestreo abarcan las corrientes que conforman las subcuencas del río Lacantún (M5), Chixoy (M6) y La Pasión (M7), éstas dos últimas drenan desde territorio guatemalteco. Por otro lado, las estaciones del río Ixcán (M1) y Chajul (M2, porción de Guatemala) se unen al río Lacantún (M3) que posteriormente recibe las aguas del río Tzendales (M4) ubicado dentro de la RBMA. La confluencia del río Chixoy-La Pasión (M8) se une al río Lacantún en el vértice conocido como Altar de los Sacrificios (frontera entre México y

Guatemala) y toma el nombre de río Usumacinta (M9), el cual fluye a través del Parque Nacional Sierra del Lacandón (PNSL; lado de Guatemala) hasta Boca de Cerro (M10), lugar donde termina el límite transfronterizo y la cuenca media (Soares y García, 2017). Las estaciones de muestreo de la cuenca baja se ubican en el propio río Usumacinta cerca del municipio de Balancán (B2) y en el río San Pedro (B1) que nace en Guatemala y atraviesa por territorio mexicano hasta la confluencia San Pedro-Usumacinta (B3). Finalmente, el río principal atraviesa el sistema lagunar y pantanos (SLyP; Sistema Lagunar Catazajá y Humedales La Libertad) y luego ingresa a la RBPC y forma dos desembocaduras: el propio Usumacinta (B5) hasta la confluencia con el río Grijalva (B6) en el lugar conocido como Tres Brazos (B7) y el río San Pedro-San Pablo en Jonuta (B4) que desemboca al noroeste (B8; Tabla 1; Fig. 8 y 9).

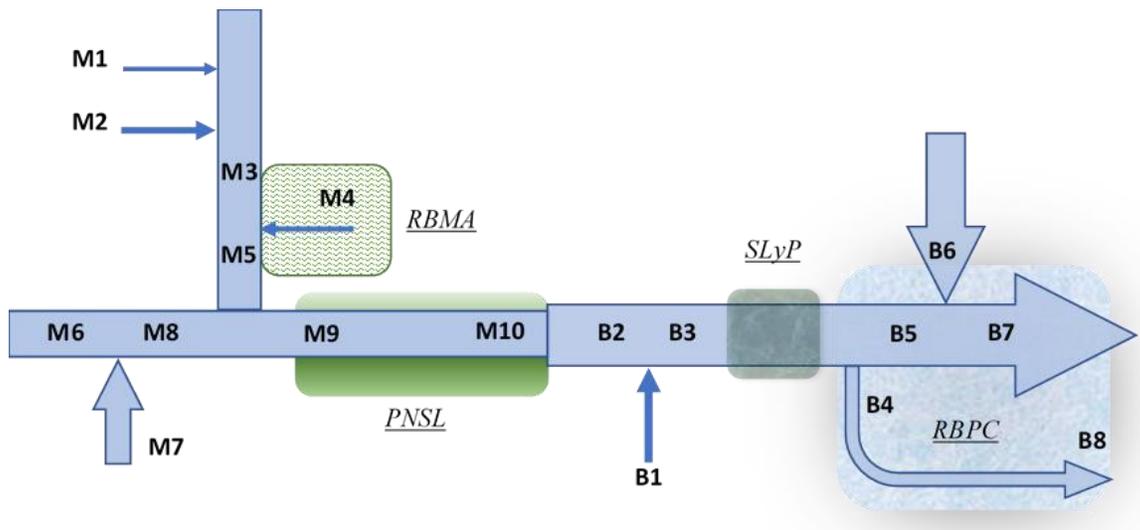


FIG. 9 DIAGRAMA DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO EN EL RÍO USUMACINTA, DESDE GUATEMALA HASTA LA DESEMBOCADURA EN EL GOLFO DE MÉXICO (M=CUENCA MEDIA, B=CUENCA BAJA).

RBMA = Reserva de la Biosfera Montes Azules, PNSL = Parque Nacional Sierra del Lacandón, SLyP = Sistema Lagunar y pantanos, RBPC = Reserva de la Biosfera Pantanos de Centla.

En todas las estaciones se determinó la batimetría de la sección transversal y se midió la velocidad media de la corriente para el cálculo de los caudales instantáneos. Del mismo modo, en cada punto de muestreo se midieron las variables fisicoquímicas en la columna de agua. Posteriormente, se colectaron muestras de agua para la determinación en el laboratorio de las fracciones de C orgánico e inorgánico. Finalmente, se midió la distancia de cada estación hasta la desembocadura en el GMx siguiendo el cauce del río, utilizando herramientas de información geográfica (QGIS) y Google Earth (Tabla 1).

TABLA 1 ESTACIONES DE MUESTREO EN LA CUENCA MEDIA (M) Y BAJA (B) DEL RÍO USUMACINTA.

Latitud UTM	Longitud UTM	Altitud (m s.n.m)	Río	Estación/nombre	Código	Orden	Distancia (km) al GMx
1782640	704727	158	Ixcán	Ixcán	M1	4	721
1781050	718609	150	Chajul	Chajul	M2	3	688
1800790	727433	137	Lacantún	Lacantún	M3	5	660
1803793	726631	134	Tzendales	Tzendales	M4	3	657
1804437	727316	133	Lacantún	Lacantún-Tzendales	M5	5	655
1823051	761812	107	Chixoy	Chixoy	M6	4	599
1823953	762775	107	La Pasión	La Pasión	M7	4	599
1823414	760335	107	Chixoy	Chixoy-La Pasión	M8	5	596
1861389	724442	95	Usumacinta	Frontera Corozal	M9	6	525
1926693	660039	25	Usumacinta	Boca de Cerro	M10	6	385
1964679	667707	5	San Pedro	San Pedro	B1	4	290
1963988	666942	6	Usumacinta	Balancán	B2	6	290
1964602	665786	5	Usumacinta	San Pedro-Balancán	B3	6	288
2023798	583080	2	San Pedro San Pablo	Jonuta	B4	*	66
2028076	548738	1	Usumacinta	Usumacinta TB	B5	6	42
2031951	535729	1	Grijalva	Grijalva TB	B6	6	27
2035408	537013	0	Grijalva-Usumacinta	Usumacinta-Grijalva	B7	7	24
2056374	557978	0	San Pedro San Pablo	San Pedro-San Pablo	B8	*	7

GMx = Golfo de México, * bifurcación del cauce principal

La distancia a la desembocadura se midió siguiendo el cauce del río.

6.2.2 Trabajo de campo

En cada sitio de muestreo y con la ayuda de embarcaciones locales, se estableció un transecto transversal del río, lo más uniforme, accesible y estable posible, en el cual se realizaron los perfiles batimétricos utilizando una ecosonda Garmin modelo GPSMap 526S Sounder (precisión 95%) que fueron usadas posteriormente para calcular el área de la sección transversal. Luego se ubicaron tres perfiles verticales equidistantes a lo largo del transecto (un punto central y dos más equidistantes a ambas orillas) en los cuales se midieron *in situ* la profundidad, la temperatura, el oxígeno disuelto, el pH, el potencial redox, la turbidez y la conductividad eléctrica en la columna de agua con una sonda multiparamétrica Hydrolab modelo DS5 previamente calibrada y acoplada a un sistema de almacenamiento modelo SVR4a, con una resolución vertical de 1 m.

Para la caracterización hidrodinámica se midió la velocidad media de la corriente en cada perfil vertical a un tercio del calado (en función de la distribución de velocidades en la columna de agua; Mayo et al., 2000) utilizando un flujómetro Swoffer 3000 con el que se realizaron 5 repeticiones sucesivas en una misma sección para obtener un valor de velocidad representativo. Las muestras de agua se tomaron en cada perfil vertical del transecto a 1/3 de la profundidad máxima, utilizando una botella horizontal tipo Van Dorn; se estima que, a dicha profundidad la carga de sedimentos y la velocidad de la corriente son representativos de la columna de agua (Mayo et al., 2000). Las muestras de las distintas formas de C orgánico e inorgánico fueron preparadas y transportadas en condiciones de oscuridad y frío para su posterior análisis.

6.2.3 Trabajo de laboratorio

Carbono Orgánico

Las muestras de agua para el análisis de C total particulado (CTP) y COP de cada estación se filtraron en el laboratorio de campo a través de filtros Whatman GF/F de 13 mm (0.7 μm de retención nominal) previamente calcinados (550°C por 4 h) en una mufla marca Thermolyne modelo 48000 para eliminar cualquier residuo orgánico. Para la medición del COP los filtros se acidificaron previamente con HCl al 10% para eliminar la fracción inorgánica del C (carbonatos) en la muestra (Dickson et al., 2007; Ran et al., 2013); enseguida los filtros se guardaron en papel aluminio y se secaron en una estufa Lab-Line Instruments modelo 3512 (60°C durante 24 h); finalmente, se almacenaron en un desecador con gel de sílice. Este procedimiento fue similar para medir el CTP, pero los filtros no se acidificaron luego de la filtración; además se almacenaron en cajas Petri y se secaron (60°C, 24 horas) para su posterior medición. Para la filtración de las muestras se usaron equipos de acero inoxidable Millipore, con una bomba de vacío a una presión entre 0.3 y 0.5 atm, para evitar la pérdida de material orgánico. La medición del COP y CTP de la muestra filtrada, se realizó con un analizador elemental Carlo Erba® modelo NC2100.

Para la medición del COD se tomaron muestras de 60 ml de agua en cada perfil del transecto, las cuales se filtraron a través de filtros Whatman GF/F previamente calcinados. Posteriormente, las muestras de agua se fijaron con ácido fosfórico al 40% y se almacenaron en frascos de polietileno de alta densidad (HDPE) color ámbar para evitar cualquier reacción fotoquímica

(Dickson et al., 2007). El COD se midió en un Analizador TOC Shimadzu TOC-L por el método de combustión a alta temperatura de compuestos de C_{Org} no purgables.

Carbono Inorgánico

Para la medición de CID las muestras de agua se filtraron de manera semejante al COD y se almacenaron en botellas de DBO de 60 ml a las cuales se les agregó 50 ml de muestra y 25 μ l de una solución saturada al 50% de dicloruro de mercurio ($HgCl_2$), como conservador e inhibidor de la actividad biológica. El envase se selló con grasa de silicona para evitar el intercambio de gases con la atmósfera. Las concentraciones de CID se determinaron en un equipo Shimadzu TOC.

Todas las fracciones (COP, CTP, COD y CID) se analizaron en el “Center for Marine Science” de la Universidad de Carolina del Norte en Wilmington. El CIP se obtuvo de la diferencia entre CTP y COP ($CIP = CTP - COP$). El carbono inorgánico total (CIT) se considera como la suma del CID y el CIP, mientras que el CT es la suma del CIT y el COT. Los resultados de la concentración de cada especie se expresaron en $mg\ C\ L^{-1}$.

Sólidos suspendidos totales (SST)

Para este fin se tomó una alícuota de la muestra de agua de cada perfil vertical y se filtró con una bomba de vacío a través de filtros Whatman® tipo GF/F de 47 mm de diámetro (0.7 μ m de apertura nominal) pre-combustionados en una mufla Thermolyne® modelo 48000 (4 horas, a 550°C). Los filtros usados fueron previamente pesados a temperatura ambiente con una balanza analítica marca Mettler Toledo y almacenados en un desecador. Para corregir la posible contaminación por manipulación y la retención de sales en la matriz del filtro, se utilizó un filtro como blanco colocado debajo de cada muestra. Después de la filtración, los filtros se secaron en un horno Lab-Line Instruments® modelo 3512 (48 horas a 60°C) y se pesaron nuevamente para obtener por diferencia de peso las concentraciones de SST, en función del volumen de agua filtrado ($mg\ L^{-1}$; Elosegí y Sergi, 2011).

Clorofila “a”

Para la evaluación de la concentración de clorofila “a” (Clor-a) se siguió el método 445.0 de la EPA (Arar y Collins, 1997). Un volumen conocido de cada muestra fue filtrado a través de filtros GF/F (Whatman, 13 mm de diámetro, apertura de poro nominal 0.7 μ m), de los que

posteriormente se extrajo la Clor-a con 10 mL de acetona al 90% durante un periodo entre 18 y 20 horas en oscuridad y refrigeración. La Clor-a extraída se evaluó en un fluorómetro digital marca Turner Designs modelo 10-AU. Todas las muestras se midieron por triplicado y el resultado final reportado es el promedio de estas mediciones.

6.2.4 Procesamiento de datos y análisis de resultados

Para realizar el cálculo del caudal instantáneo (Q_i) se utilizó el método de la velocidad-área, que consiste en determinar el área de la sección transversal (m^2), mediante el perfil batimétrico y la velocidad media del agua de cada vertical ($m s^{-1}$), según el diagrama de diseño de la sección hidráulica (Fig. 10). El caudal total (Q_T) se obtiene de la sumatoria de los caudales parciales de cada subsección (Q_i ; Ecuación 4; Elozegi y Sergi, 2011):

$$Q_{total} = \sum_{i=1}^n a_i * v_i = \sum Q_i [m^3 s^{-1}] \text{ ECUACIÓN 4}$$

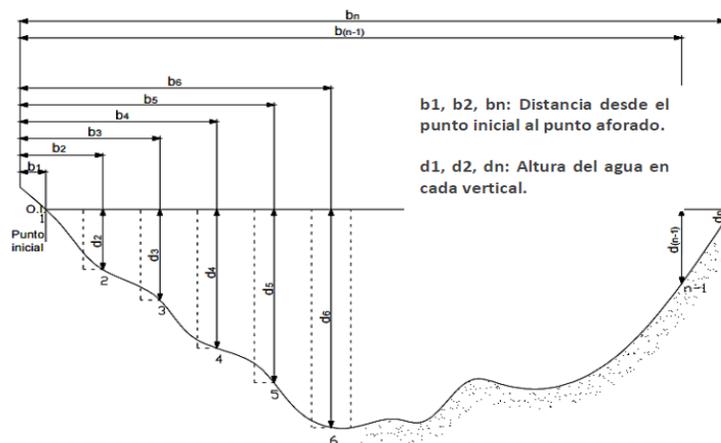


FIG. 10 SECCIÓN TRANSVERSAL PARA EL CÁLCULO DEL CAUDAL (Fuente: Elozegi y Sergi, 2011).

Una vez obtenidos los datos de las concentraciones de C y del caudal de cada sección transversal se calculó el transporte o flujo de C (Flujo C) para cada fracción, multiplicando la concentración media de C ($mg L^{-1}$) por el caudal medio (Q_m) en cada estación (Ecuación 5). Los valores de flujo o transporte de C se expresaron en unidades de masa en función del tiempo ($t día^{-1}$).

$$Flujo C = C * Q_m [t d^{-1}] \text{ ECUACIÓN 5}$$

Para la estimación del flujo anual de C del río Usumacinta se usó la metodología propuesta por Mbaye et al. (2016) para el río Senegal, África occidental. La concentración de cada fracción de C medida en la TL fue usada como un promedio diario para los meses de junio a diciembre

(periodo de mayor caudal), y los valores de la TS para los meses de enero a mayo (periodo de estiaje), multiplicados por los caudales diarios del periodo comprendido entre julio 2017 y julio 2018 obtenidos en la estación de Boca de Cerro, que dispone de información hidrométrica hasta la fecha (CONAGUA, 2019). Sin embargo, debido al elevado caudal registrado en febrero 2018 (véase la Fig. 46), se consideró al promedio ($2,456 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) como el límite para el cálculo, es decir, los valores de caudal diarios mayores a este valor se usan dentro de la TL, y los menores en la TS. Los flujos diarios se sumaron y se expresaron en t año^{-1} .

Del mismo modo, para reconstruir a grandes rasgos los registros históricos, se multiplicaron las concentraciones de C por los caudales promedio, máximos y mínimos del periodo 1948-2014 (CONAGUA, 2019). Sin embargo, la estación de aforo tiene una distancia a la desembocadura de $\sim 385 \text{ km}$ y el cauce atraviesa por un sistema de humedales y llanuras de inundación en la cuenca baja que reducen el caudal (véase la Fig. 11) y retienen sedimentos (véase la Fig. 20) y C (véase las Fig. 43, 44 y 45), además, el río Grijalva (B6) modifica nuevamente la descarga final. Por estas razones, se realizó una reestimación del flujo de C teniendo en cuenta el balance entre la estación Boca del Cerro (M10) y el cauce principal en Tres Brazos (B5), así como el aporte del río Grijalva (B6) y la descarga final en la desembocadura del río San Pedro-San Pablo (B8). Se estimó el flujo de C del sistema Grijalva-Usumacinta hacia el GMx, de manera similar a como lo mencionan Li et al. (2017) en su modelo de transporte de C global.

Para un análisis más detallado, se calculó la eficiencia o producción de C en función del área de drenaje, tanto para la estación Boca del Cerro (M10; $47,697 \text{ km}^2$), como para el sistema Grijalva-Usumacinta ($112,550 \text{ km}^2$), y se expresó así el flujo (en inglés yield) en unidades de masa por unidad de superficie y tiempo ($\text{t C km}^2 \text{ año}^{-1}$; Depetris y Kempe 1993; Li et al., 2017; Coynel et al., 2005). Finalmente, se realizó una comparación de los resultados obtenidos de concentración y flujo de C en cada estación de la cuenca media y baja del río Usumacinta y se compararon los resultados con estudios previos o modelos sobre el flujo de C en sistemas lóticos tropicales y templados a nivel mundial, según la bibliografía disponible.

Análisis estadísticos

Para determinar si se presentaron diferencias significativas entre la temporada de lluvias y secas en los parámetros fisicoquímicos y en las concentraciones de C en cada estación de muestreo, se utilizó la prueba *t*-student con un intervalo de confianza del 95% ($p < 0.05$). Primero se realizó test de Normalidad de Shapiro-Wilks y un test de igualdad de varianzas, y, en los casos cuya

distribución no era normal ($p < 0.05$) o las varianzas diferían, se utilizó la prueba no paramétrica Mann-Whitney para determinar las diferencias. Además, se utilizó un análisis de la varianza (ANOVA) de una vía para determinar si existían diferencias significativas entre las medias de las variables fisicoquímicas y las concentraciones de C (variable independiente) a lo largo de las 18 estaciones de muestreo. Las posibles asociaciones o interdependencias de las variables ambientales entre sí se determinaron usando el coeficiente de correlación de Spearman.

Con la información ambiental y las concentraciones de C de cada fracción, se realizaron gráficos de distribución en el gradiente longitudinal (con respecto a la distancia a la desembocadura) para verificar las tendencias de variación espacial y temporal de cada variable. Se calcularon las siguientes fracciones: % COP contenido en los SST (*sensu* Meybeck, 1993), la proporción COP/Clor-a que se utiliza para determinar la contribución de la producción de fitoplancton al COP en los sistemas acuáticos (Meybeck, 2006), y las fracciones COD/COP y CID/COD.

Se realizó un Análisis de Componentes Principales (ACP) con el objetivo de determinar qué variables ambientales explicaban mejor la varianza de los resultados de manera espacial y para comprobar la asociación o separación entre las estaciones de muestreo de cada temporada. La matriz se realizó tomando en cuenta las siguientes variables normalizadas logarítmicamente (Mann et al., 2014): distancia a la desembocadura, caudal, temperatura, pH, OD, ORP, SST y Clor-a; no se tomó en cuenta la profundidad y la turbidez debido a su correlación alta con el caudal y los SST, respectivamente. Para determinar los componentes principales se utilizó el gráfico de la varianza asociada a cada factor, conservando aquellos cuyo autovalor (eigenvalor) fuera mayor que 1 o que abarcaran más del 80% de varianza (Bartholomew, 2010). Se realizó el cálculo de las distancias euclidianas con agrupación jerárquica de enlaces promedio entre los parámetros ambientales de cada estación de muestreo, generándose matrices de distancia (Método Ward) que permitieron producir dendrogramas para la agrupación de dichas variables en cada temporada de muestreo.

Para concluir, se realizó un análisis discriminante (AD) global (véase la Fig. 48) para agrupar las estaciones de manera temporal (TL y TS) y espacial, divididas *a priori* según Saavedra Guerrero et al. (2015) en cuenca media y cuenca baja (en función del relieve, altitud e hidrología). En el análisis se incluyeron las concentraciones de C y las variables ambientales (distancia hacia la desembocadura, caudal, K_{25} , SST y Clor-a) seleccionadas en el ACP de la TL y TS. Los análisis estadísticos se realizaron con el Software SigmaPlot 14.0 y Past3.

7 RESULTADOS

7.1 VARIABLES AMBIENTALES DEL RÍO USUMACINTA

Los resultados de los parámetros fisicoquímicos del río Usumacinta correspondientes a la temporada de lluvias y secas se representan en las Tablas 2 y 3. De manera semejante, los resultados de las concentraciones de SST y Clor-a se presentan en la Tabla 4, mientras que, los coeficientes de correlación de Spearman de ambas temporadas se muestran en las Tablas 5 y 6.

7.1.1 Caudal y profundidad máxima

El caudal (Q) en la TL varió de $141 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en la estación del río Chajul (M2; afluente del río Lacantún) a $5,970 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en Boca de Cerro (M10), con un promedio a lo largo del cauce de $2,456 \pm 2,235 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; el valor elevado de la desviación estándar se asocia a que la medición se realizó tanto en el río principal como en sus afluentes, difiriendo ampliamente en magnitud. Durante la TS el Q promedio fue de $445 \pm 391 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, con el valor máximo en la confluencia de los ríos San Pedro y Usumacinta (B3) con $1,080 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y el mínimo en la estación del río Tzendales (M4) con $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Tabla 2 y 3, Fig. 11). Durante la época de mayor precipitación el Q incrementó seis veces más, pero en ciertas estaciones como el río Tzendales (M4), llegó a aumentar hasta 12 veces en comparación con la época de estiaje ($173 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ *versus* $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Según la prueba de Normalidad Shapiro-Wilks, el Q a lo largo de las estaciones de muestreo tanto en la TL ($W = 0.838$, $p = 0.006$), como en la TS ($W = 0.888$, $p = 0.036$) no sigue una distribución normal. Se observó una correlación positiva del Q con la profundidad máxima en la TL ($r = 0.9$, $p < 0.001$) y en la TS ($r = 0.8$, $p < 0.001$), con diferencias significativas del flujo entre las dos temporadas de muestreo (Mann-Whitney, $U = 65$, $p = 0.002$). Además, la variación del Q con respecto a la distancia hacia la desembocadura, para la TL ($r^2 = 0.38$; $p < 0.05$) y la TS ($r^2 = 0.39$; $p < 0.05$), muestra una tendencia al incremento en la cuenca media y una disminución hacia la desembocadura (función polinómica de segundo orden, Fig. 11). Si se compara el final de la cuenca media en Boca de Cerro (M10) con el cauce principal de la cuenca baja (B5), el Q disminuyó ~55% en la TL (Tabla 2) y ~32% en la TS (Tabla 3); sin embargo, el aporte del río Grijalva (B7) incrementó nuevamente la descarga final (50% en la TL y 35% en la TS; Fig. 11).

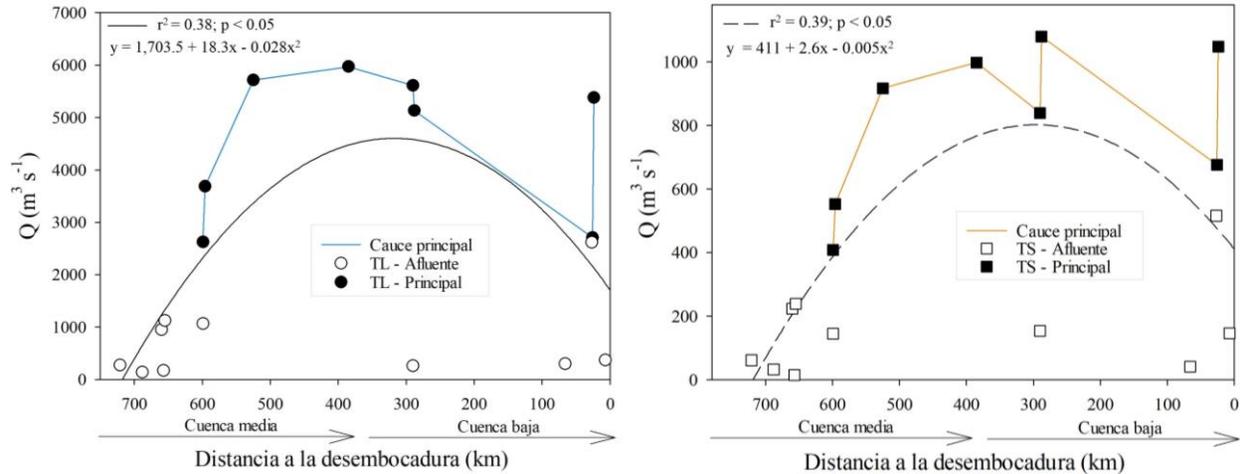


FIG. 11 VARIACIÓN DEL CAUDAL A LO LARGO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL; IZQUIERDA) Y DE SECAS (TS; DERECHA).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

La profundidad máxima (Z_{max}) registrada durante la TL varió de 1.9 m en el río Ixcán (M1) a 35 m en Boca de Cerro (M10) con un promedio de 11.5 ± 7.8 m. Durante la TS la Z_{max} fue de 7.3 ± 6.6 m, con valores máximos y mínimos registrados en las mismas estaciones que la TL (Ixcán = 1.1 m y Boca de Cerro 25.5 m; Tablas 2 y 3, Fig. 12).

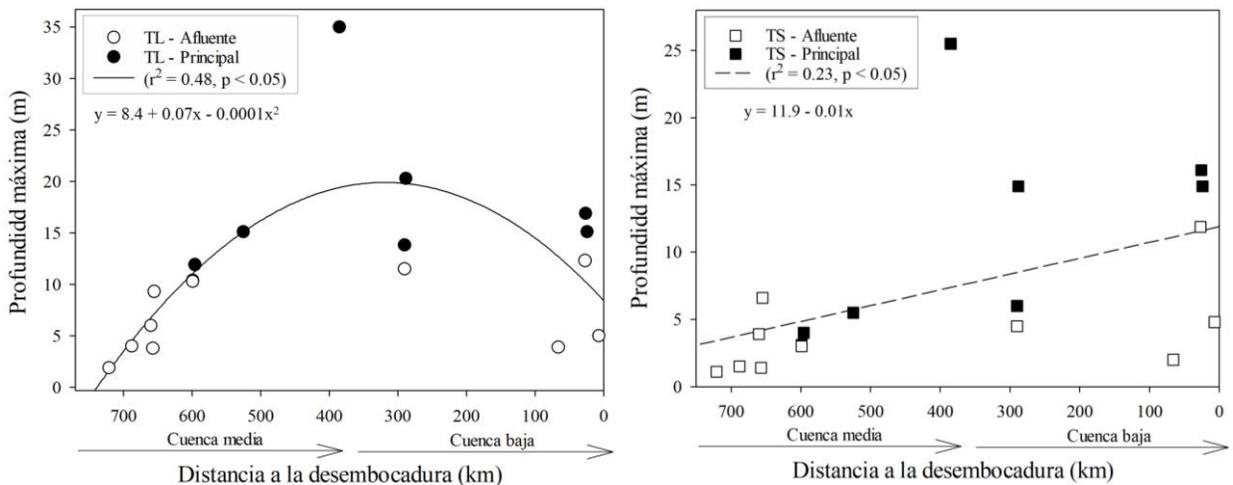


FIG. 12 VARIACIÓN DE LA PROFUNDIDAD MÁXIMA A LO LARGO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL; IZQUIERDA) Y DE SECAS (TS; DERECHA).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

En la TL, la variación de la Z_{max} con la distancia hacia la desembocadura se ajustó a una función polinómica de segundo orden ($r^2 = 0.48, p < 0.05$); mientras que, en la TS, la Z_{max} presentó un incremento lineal río abajo ($r^2 = 0.22, p < 0.05$; Fig. 12). La Z_{max} de cada estación,

tanto en lluvias ($W = 0.868$, $p = 0.017$) como en secas ($W = 0.812$, $p = 0.002$), no muestra una distribución normal y no existe una diferencia estadísticamente significativa entre ambas (Mann-Whitney, $U = 102$, $p = 0.06$).

7.1.2 Temperatura

La temperatura promedio para la columna de agua en la TL fue de $24.9 \pm 2.2^\circ\text{C}$, con un valor mínimo en el río Ixcán (M1; 20.8°C) y máximo en el río Grijalva (B6; 28.0°C), observándose diferencias significativas entre estaciones de muestreo ($H = 585.2$, $p < 0.001$). La temperatura se incrementó linealmente ($\sim 7^\circ\text{C}$) desde la cuenca media hacia la desembocadura ($r^2 = 0.76$, $p < 0.001$). Durante la TS, la temperatura promedio fue mayor ($28.1 \pm 0.9^\circ\text{C}$), con máximos en el río La Pasión (M7; 29.8°C) y el mínimo nuevamente en el río Ixcán (M1; 25.9°C). Se observaron diferencias significativas entre las estaciones ($H = 242.3$, $p < 0.001$), presentándose una tendencia leve de incremento hacia la desembocadura ($r^2 = 0.23$, $p < 0.05$), lo que indicó una temperatura longitudinal casi constante durante la TS (Tablas 2 y 3, Fig. 13).

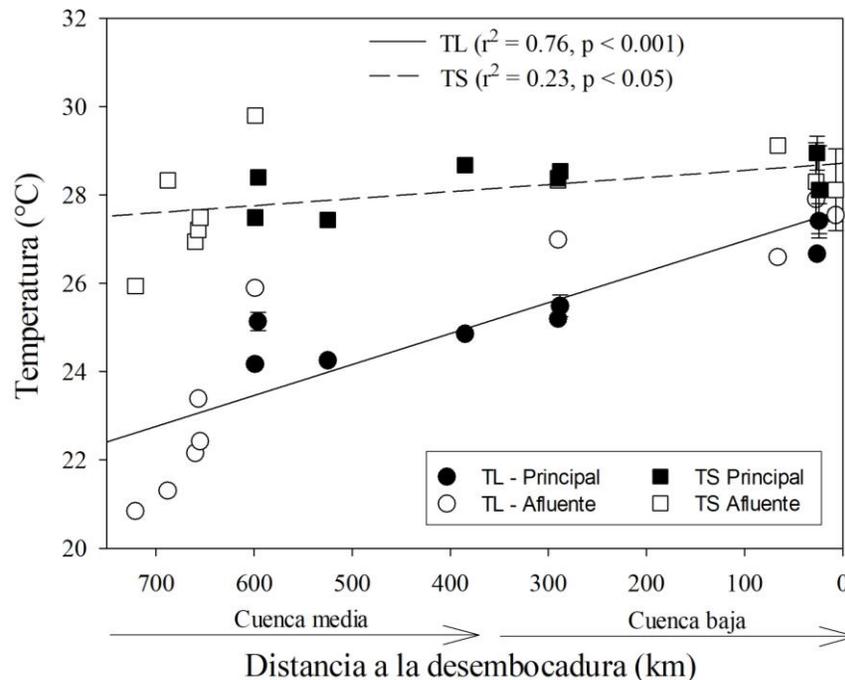


FIG. 13 VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA (\pm D.E) A LO LARGO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

Existe una diferencia estadísticamente significativa (Mann-Whitney, $U = 19$, $p < 0.001$) entre

ambas temporadas de muestreo. Durante la TL, la temperatura varió inversamente con la distancia a la desembocadura ($r = -0.9$, $p < 0.001$; Fig. 13), con la turbidez ($r = -0.5$, $p = 0.01$) y con el pH ($r = -0.8$, $p < 0.001$), mientras que con el ORP de forma positiva ($r = 0.6$, $p < 0.01$). En la TS la temperatura de la columna de agua solamente se correlacionó positivamente con el ORP ($r = 0.6$, $p < 0.01$; Tablas 4 y 5).

7.1.3 Concentración de Oxígeno Disuelto

Durante la TL el oxígeno disuelto (OD) tuvo una concentración media de $5.5 \pm 2.5 \text{ mg L}^{-1}$ ($66 \pm 28\%$ saturación). La concentración de OD más elevada se encontró en la estación del río Ixcán (M1) con 8.6 mg L^{-1} (97% saturación) y la más baja en el río Grijalva (B6; 1.4 mg L^{-1} , 18% saturación). Para la TS la concentración promedio de OD fue $8.2 \pm 1.4 \text{ mg L}^{-1}$ ($108 \pm 17\%$ saturación), con un valor máximo nuevamente en el río Ixcán (M1; 10.8 mg L^{-1} ; 136% saturación) y una concentración mínima en el río Grijalva (B6; 5.8 mg L^{-1} ; 79% saturación; Tablas 2 y 3; Fig. 14). La concentración de OD sigue una distribución normal a lo largo de la cuenca, tanto en lluvias ($W = 0.920$, $p = 0.128$) como en secas ($W = 0.955$, $p = 0.517$) y las dos temporadas de muestreo son significativamente diferentes ($t = 4.15$, $p < 0.001$).

Tanto en el muestreo realizado en la TL ($H = 582$, $p < 0.001$) como en la TS ($H = 305$, $p < 0.001$) se observó una diferencia significativa en el OD entre todas y cada una de las estaciones, con una tendencia de disminución progresiva hacia los Pantanos de Centla.

Durante la TL, los valores de OD se correlacionaron significativamente con la turbidez ($r = 0.6$, $p = 0.02$), el pH ($r = 0.97$, $p < 0.001$) y con la distancia a la desembocadura ($r = 0.75$, $p < 0.001$), mostrando la tendencia del OD a su disminución río abajo ($r^2 = 0.45$, $p = 0.002$). Por el contrario, el OD mostró una correlación negativa con la temperatura ($r = -0.9$, $p < 0.001$). Durante la TS la concentración de OD se correlacionó de manera negativa con el Q ($r = -0.6$, $p < 0.05$), con la profundidad máxima ($r = -0.8$, $p < 0.001$) y con la conductividad ($r = -0.7$, $p < 0.001$). Aparece una correlación alta con la distancia a la desembocadura ($r = 0.85$, $p < 0.001$), siguiendo la misma tendencia de disminución del OD aguas abajo ($r^2 = 0.67$, $p < 0.001$; Fig. 14, Tablas 4 y 5). A diferencia de la TL, en la TS el OD no presentó una correlación significativa con la temperatura ($p > 0.05$), debido probablemente a que la variación longitudinal de la misma en las estaciones de muestreo durante la TS fue mínima (Fig. 13).

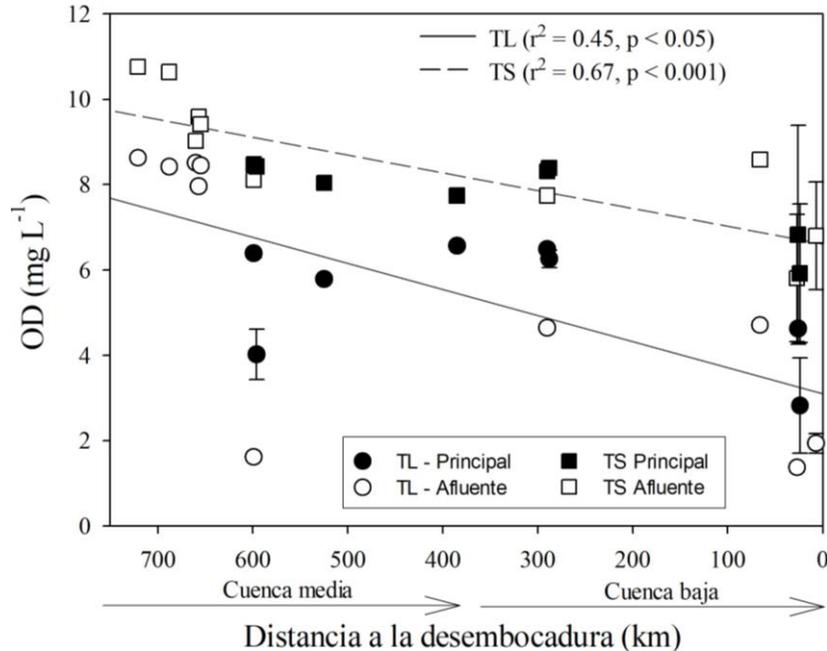


FIG. 14 VARIACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE OXÍGENO DISUELTO (\pm D.E) A LO LARGO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

7.1.4 Potencial de hidrógeno (pH)

El pH tuvo un valor promedio de 7.7 ± 0.3 para la TL, y de 7.9 ± 0.1 para la TS; se observó una diferencia estadísticamente significativa entre las dos temporadas ($t = 3.5$, $p < 0.001$). Durante la TL el valor máximo (8.2) se registró en el río Lacantún (M3), y el mínimo en la estación del río La Pasión (M7; 7.3); además el pH presentó una correlación significativa con la distancia a la desembocadura ($r = 0.66$, $p < 0.005$) y una tendencia de disminución río abajo ($r^2 = 0.36$, $p < 0.05$). Durante la TS el valor máximo (8.3) se encontró en el río Chajul (M2), y el pH mínimo (7.7) en el río Tzendales (M4; Tablas 2 y 3, Fig. 15).

Existe una diferencia estadísticamente significativa entre las estaciones para ambas temporadas ($p < 0.005$) y los valores siguen una distribución normal tanto para lluvias ($W = 0.931$, $p = 0.199$) como para secas ($W = 0.971$, $p = 0.817$). Durante la TS no se observó un patrón de variación longitudinal del pH ($p > 0.1$), siendo, bastante estable, indicando la elevada alcalinidad del sistema (véase el apartado 7.3 “Carbono inorgánico”).

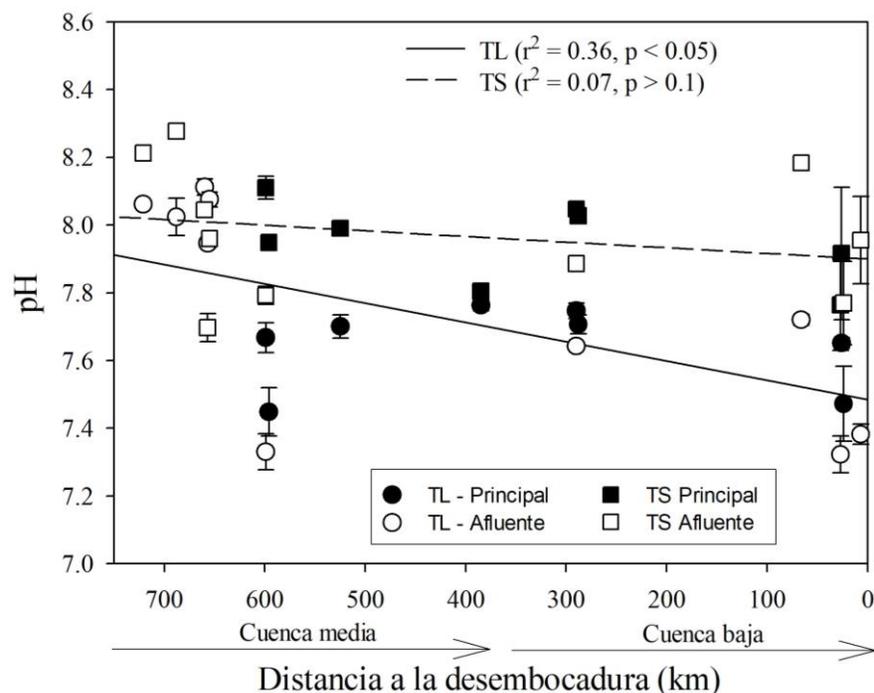


FIG. 15 VARIACIÓN DEL PH (\pm D.E) A LO LARGO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

7.1.5 Conductividad eléctrica (K_{25})

La conductividad eléctrica estandarizada a 25°C (K_{25}) durante la TL tuvo un valor promedio de $375 \pm 109 \mu\text{S cm}^{-1}$, mientras que en la TS el promedio fue mayor ($6,117 \pm 11,325 \mu\text{S cm}^{-1}$). Durante la TL el valor máximo de K_{25} se midió el río San Pedro (B1; $737 \mu\text{S cm}^{-1}$) y la menor en el río Chajul (M2; $241 \mu\text{S cm}^{-1}$), manteniéndose estable a lo largo del río sin una tendencia longitudinal definida (la correlación con la distancia a la desembocadura no fue significativa, $r = -0.3$, $p > 0.1$) y, sin relación con las demás variables fisicoquímicas.

Para la TS el valor mínimo de K_{25} fue de $346 \mu\text{S cm}^{-1}$ en la estación del río Chajul (M2), mientras que el valor máximo ($54,136 \mu\text{S cm}^{-1}$) se encontró en el fondo de la estación del río San Pedro-San Pablo (B8), por la presencia en el cauce de una cuña salina proveniente del mar (Tablas 2 y 3, Fig. 16). Durante esta temporada, la K_{25} de la cuenca baja fue 100 veces mayor a la K_{25} reportada en Chajul, lo cual se debe principalmente al ingreso de la cuña salina hasta las estaciones cercanas a la desembocadura (B5, B6, B7 y B8). La K_{25} no presentó una distribución normal ni lluvias ($W = 0.726$, $p < 0.001$) ni en secas ($W = 0.566$, $p < 0.001$), pero las diferencias entre las dos temporadas de muestreo fueron significativas ($U = 24$, $p < 0.001$).

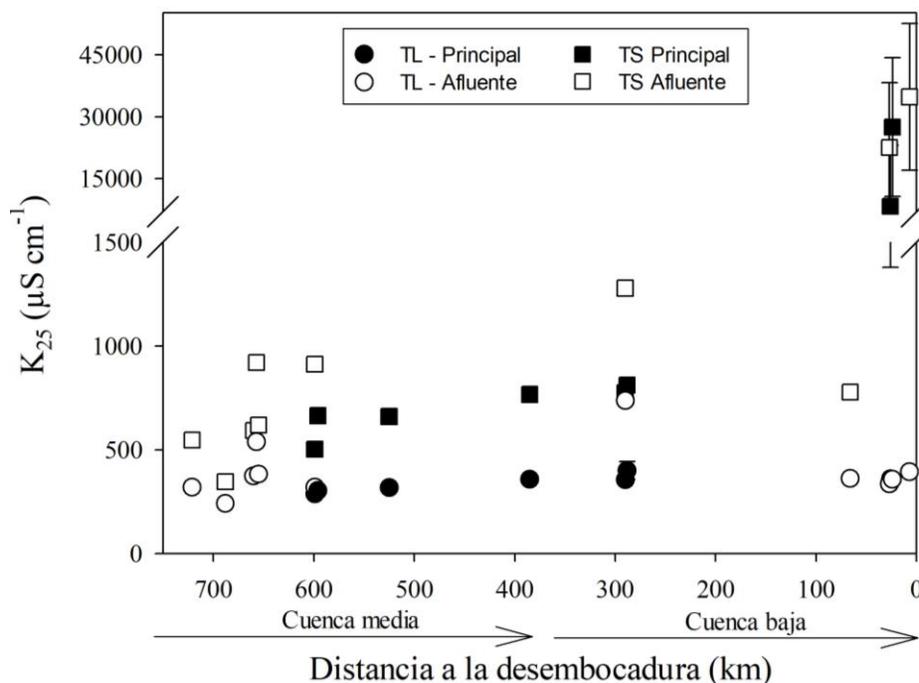


FIG. 16 VARIACIÓN DE LA CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA (\pm D.E) A LO LARGO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

Considerando las estaciones que no se ven afectadas por la salinidad del agua marina, el promedio de la K_{25} medido en la TS fue de $727 \pm 224 \mu\text{S cm}^{-1}$ y no se observó una tendencia de variación a lo largo de la cuenca media y baja (Fig. 16). La K_{25} durante la TS se correlacionó de manera negativa con el pH ($r = -0.7$, $p < 0.001$) y con el OD ($r = -0.7$, $p < 0.001$).

7.1.6 Turbidez

La turbidez promedio durante la TL fue de 54.0 ± 31.0 NTU y se observó un valor mínimo en la estación del río San Pedro (B1; 4.6 NTU) y máximo en el río Ixcán (M1; 102 NTU). En la TS la turbidez promedio fue de 41 ± 11 NTU, con un valor mínimo de 32.5 NTU en la confluencia de los ríos Grijalva-Usumacinta (B7) y máximo en la estación del río San Pedro-San Pablo (B8) con 65.7 NTU (Tablas 2 y 3, Fig. 17).

La turbidez no presentó una distribución normal a lo largo de la cuenca en la TL ($W = 0.895$, $p = 0.047$) ni en la TS ($W = 0.874$, $p < 0.02$). Tampoco mostró una tendencia clara de variación hacia la desembocadura ($p > 0.05$). Al comparar las estaciones durante ambas temporadas se observó que no existen diferencias significativas ($U = 111$, $p = 0.110$); pero al realizar un análisis de comparación de la turbidez de cada estación en lluvias y secas se encontró que todas las

estaciones son significativamente diferentes, excepto B3 (confluencia Usumacinta y San Pedro; $U = 1213$, $p = 0.112$) y B8 (San Pedro-San Pablo; $U = 433$, $p = 0.260$).

En la TL, la turbidez presentó una correlación con la temperatura ($r = -0.6$, $p < 0.01$), con el ORP ($r = -0.6$, $p < 0.01$) y con el OD ($r = 0.6$, $p < 0.05$). Para la TS, la turbidez no presentó correlaciones significativas con las variables ambientales (Tabla 5 y 6). No se observó una correlación significativa entre el caudal y la turbidez en ninguna temporada ($p > 0.05$). En las estaciones del río Tzendales (M4), La Pasión (M7), San Pedro (B1) y San Pedro-San Pablo (B8), se encontraron valores de turbidez menores en la TL. Esto se puede asociar a la cobertura y uso de suelo en las subcuencas, lo que genera un aporte menor de sedimentos.

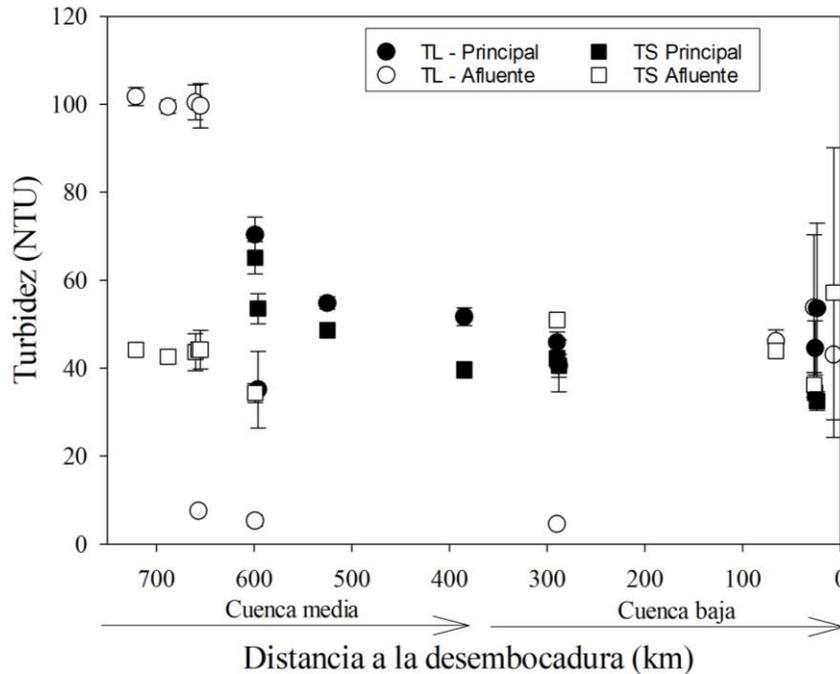


FIG. 17 VARIACIÓN DE LA TURBIDEZ (\pm D.E) A LO LARGO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

7.1.7 Potencial de óxido-reducción (ORP)

Durante la TL el potencial de óxido-reducción (ORP) tuvo un promedio de 380 ± 31 mV, con un valor mínimo en el río Ixcán (M1; 328 mV) y máximo en Boca de Cerro (M10; 428 mV). En la TS el ORP promedio fue de 318 ± 30 mV, con un valor mínimo de 266 mV en la estación del río Tzendales (M4) y máximo en la confluencia de los ríos Chixoy-La Pasión (M8) con 365 mV (Tablas 2 y 3, Fig. 18). El ORP sigue una distribución normal a lo largo del cauce, tanto en la TL

($W = 0.932$, $p = 0.215$), como en la TS ($W = 0.947$, $p = 0.383$), con diferencias estadísticamente significativas ($t = 6.102$, $p < 0.001$) entre ambas temporadas. Se registraron valores más bajos de ORP durante la TS (mayor temperatura y menor caudal).

El ORP en la TL presentó una correlación significativa con la temperatura ($r = 0.6$, $p < 0.005$), con la profundidad máxima ($r = 0.6$, $p = 0.002$), con la turbidez ($r = -0.6$, $p < 0.05$) y con la distancia a la desembocadura ($r = -0.7$, $p < 0.005$), además, siguiendo una tendencia de incremento en la cuenca media y luego disminuyendo río abajo ($r^2 = 0.77$, $p < 0.001$; Fig. 18). Por el contrario, en la TS el ORP solamente mostró una dependencia débil con la temperatura ($r = 0.5$, $p = 0.01$) y una menor tendencia de variación hacia la desembocadura (Fig. 18).

A pesar de que el OD puede tener un fuerte efecto sobre el ORP (Likens, 2009), no se observó una correlación significativa entre estas dos variables en ninguna temporada ($p > 0.05$). Durante la TS, las estaciones de la subcuenca del río Lacantún (M1, M2, M3, M4 Y M5) tuvieron un $ORP \leq 300$ mV (Fig 18), aunque el contenido de OD fue >9 mg L⁻¹ (Tabla 3), que puede indicar que los procesos de turbulencia y re-aireación continua son importantes en las zonas más elevadas, pero no inciden en la variación del ORP.

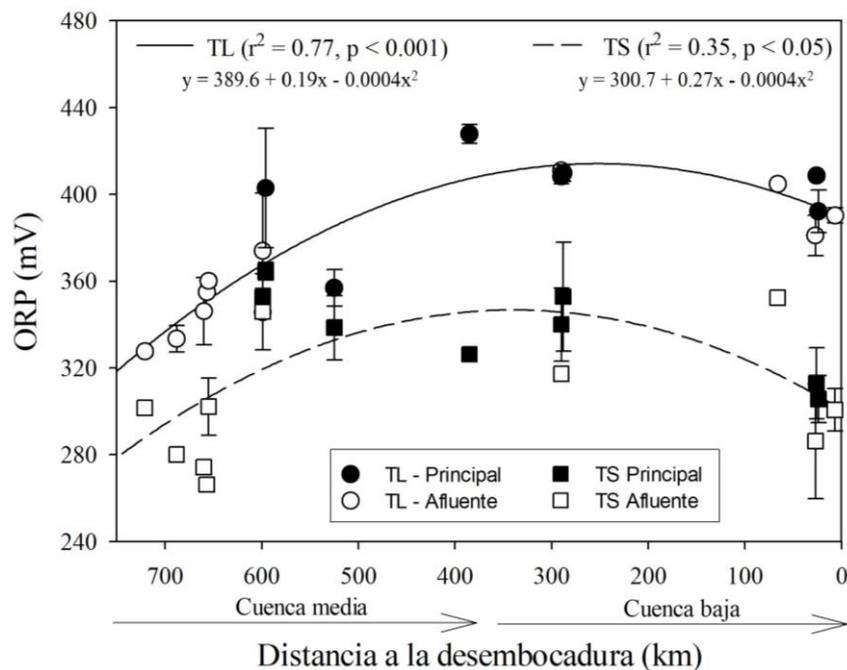


FIG. 18 VARIACIÓN DEL POTENCIAL DE ÓXIDO-REDUCCIÓN (ORP; \pm D.E) A LO LARGO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

TABLA 2 VARIABLES FISICOQUÍMICAS DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS

Estación	Clave	Q (m ³ s ⁻¹)	Z (m)	Temp (°C)	OD (mg L ⁻¹)	OD (% Sat)	pH	K ₂₅ (μS cm ⁻¹)	Turbidez (NTU)	ORP mV
Ixcán	M1	274	1.9	20.8	8.6	97.1	8.1	319	101.8	328
				0	0	0.1	0	0	2	2
Chajul	M2	141	4	21.3	8.4	95.6	8	241	99.5	333
				0	0	0.4	0.1	0	1.5	6
Lacantún	M3	948	6	22.2	8.5	98.3	8.1	374	100.4	346
				0	0	0.4	0	0	4	16
Tzendales	M4	173	3.8	23.4	8	94.1	7.9	539	7.6	355
				0	0	0.1	0	0	0.6	1
Lacantún- Tzendales	M5	1,121	9.3	22.4	8.4	98	8.1	383	99.7	360
				0	0	0.4	0	5	5.1	2
Chixoy	M6	2,625	10.4	24.2	6.4	76.6	7.7	288	70.3	346
				0	0.1	1.2	0	3	4.1	3
La Pasión	M7	1,065	10.3	25.9	1.6	20	7.3	319	5.3	374
				0	0.1	0.9	0.1	1	1.2	27
Chixoy-La Pasión	M8	3,690	11.9	25.1	4	49	7.4	304	36.1	403
				0.2	0.6	7	0.1	11	11.1	27
Frontera Corozal	M9	5,715	15.1	24.3	5.8	69.7	7.7	316	54.9	357
				0	0.1	0.9	0	5	1.4	9
Boca de Cerro	M10	5,970	35	24.9	6.6	79.8	7.8	359	51.7	428
				0	0	0.2	0	0	2	4
San Pedro	B1	369	11.5	27	4.6	58.7	7.6	737	4.6	411
				0	0	0.2	0	5	0.7	2
Balancán	B2	5,610	13.8	25.2	6.5	79.3	7.7	355	45.8	408
				0	0	0.2	0	0	2.4	3
San Pedro- Balancán	B3	5,133	20.3	25.5	6.3	77	7.7	399	40.6	410
				0.2	0.2	2.1	0	44	5.9	4
Jonuta	B4	302	3.9	26.6	4.7	59	7.7	362	46.1	405
				0	0	0.1	0	0	2.6	1
Usumacinta TB	B5	2,709	16.9	26.7	4.6	58.2	7.7	361	44.9	409
				0	0.1	1.2	0	0	11.4	2
Grijalva TB	B6	2,618	12.3	27.9	1.4	17.6	7.3	337	53.8	381
				0	0.1	1.3	0.1	1	16.6	9
Usumacinta- Grijalva TB	B7	5,380	15.1	27.4	2.8	35.8	7.5	357	53.6	392
				0.4	1.1	13.9	0.1	12	19.4	10
San Pedro- San Pablo	B8	368	5	27.5	1.9	24.6	7.4	394	50.6	390
				0.1	0.2	3	0	14	23.3	4
Promedio		2,456	11.5	24.9	5.5	66	7.7	375	53.7	380
D.E		2,235	7.8	2.2	2.5	27.5	0.3	109	31.2	31
Máximo		5,970	35	27.9	8.6	98.3	8.1	737	101.8	428
Mínimo		141	1.9	20.8	1.4	17.6	7.3	241	4.6	328

Nota: Q = Caudal, Z = profundidad máxima, Temp = temperatura, OD = oxígeno disuelto, K₂₅ = conductividad eléctrica estandarizada a 25°C. Salvo Q y Z, para las demás variables el promedio se presenta en el primer renglón y la desviación estándar en el segundo renglón.

TABLA 3 VARIABLES FISICOQUÍMICAS DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE SECAS

Estación	Clave	Q (m ³ s ⁻¹)	Z (m)	Temp (°C)	OD (mg L ⁻¹)	OD (% Sat)	pH	K ₂₅ (μS cm ⁻¹)	Turbidez (NTU)	ORP mV
Ixcán	M1	62	1.1	25.9	10.8	136.4	8.2	546	44.2	302
				0	0	0.2	0	0	0.4	2
Chajul	M2	32	1.5	28.3	10.6	140.7	8.3	346	42.6	280
				0	0	0.2	0	0	1.2	1
Lacantún	M3	224	3.9	26.9	9	116.5	8.0	593	43.6	274
				0.1	0.1	1.1	0	1	4.3	2
Tzendales	M4	15	1.4	27.2	9.6	124.5	7.7	920	44.2	266
				0	0	0.6	0	1	1.2	1
Lacantún- Tzendales	M5	239	6.6	27.5	9.4	122.8	8.0	619	44.2	302
				0.1	0	0.5	0	6.3	4.4	13
Chixoy	M6	408	3.1	27.5	8.5	110.5	8.1	502	65.1	346
				0.1	0	0.6	0	1	3.4	17
La Pasión	M7	145	3.0	29.8	8.1	110.2	7.8	913	34.4	351
				0	0.1	1.5	0	0.5	2.2	5
Chixoy-La Pasión	M8	553	4.0	28.4	8.4	111.6	7.9	664	54.4	365
				0.0	0.0	0.2	0.0	6.0	5.0	4.0
Frontera Corozal	M9	917	5.5	27.4	8	104.8	8.0	661	48.6	339
				0	0	0.4	0	0	1.8	15
Boca de Cerro	M10	998	25.5	28.7	7.7	100.3	7.8	767	39.6	326
				0	0	0.3	0	2	1.9	3
San Pedro	B1	72	4.5	28.3	7.7	99.9	7.9	1,279	51	317
				0	0	0.1	0	1	0.6	0
Balancán	B2	839	6.0	28.4	8.3	107.2	8.0	775	42.2	340
				0.1	0.1	1	0	0	1.75	17
San Pedro- Balancán	B3	1,080	14.9	28.5	8.4	108.5	8.0	811	40.5	353
				0.1	0.1	0.9	0	19.9	2.6	25
Jonuta	B4	41	2.0	29.1	8.6	112.1	8.2	777	43.9	352
				0	0	0.1	0	0	0.9	2
Usumacinta TB	B5	677	16.1	28.9	6.3	83	7.9	11,326	34.4	314
				0.5	3	39	0.2	17,612	1.3	17
Grijalva TB	B6	517	11.9	28.3	5.8	79.3	7.8	23,071	36.2	286
				0.9	1.5	17.9	0.1	15,815	2.9	26
Usumacinta- Grijalva TB	B7	1,048	14.9	28.1	5.8	81.5	7.8	28,418	32.5	304
				1.0	1.6	19.3	0.1	16,826	2.1	13
San Pedro- San Pablo	B8	146	4.8	28.0	6.7	96.8	7.9	37,114	65.7	302
				0.9	1.2	12.8	0.1	17,794	43	10
Promedio		445	7.3	28.1	8.2	108.1	7.9	6,117	44.9	318
D.E		391	6.7	0.9	1.4	17	0.2	11,325	9.4	30
Máximo		1,080	25.5	29.8	10.8	140.7	8.3	37,114	65.7	365
Mínimo		15	1.1	25.9	5.8	79.3	7.7	346	32.5	266

Nota: Q = Caudal, Z = profundidad máxima, Temp = temperatura, OD = oxígeno disuelto, K₂₅ = conductividad eléctrica estandarizada a 25°C. Salvo Q y Z, para las demás variables el promedio se presenta en el primer renglón y la desviación estándar en el segundo renglón.

7.1.8 Sólidos Suspendidos Totales (SST)

La concentración de SST durante la TL tuvo un promedio de $69.5 \pm 32.9 \text{ mg L}^{-1}$, con un valor máximo registrado en el río Lacantún (M3; 119.0 mg L^{-1}) y uno mínimo en el río San Pedro (B1; 8.1 mg L^{-1}). En la TS la concentración promedio de SST disminuyó ($15.3 \pm 10.8 \text{ mg L}^{-1}$) y presentó un valor máximo en el río Chixoy (M6; 40.0 mg L^{-1}) y mínimo en el río Tzendales (M4; 3.2 mg L^{-1} ; Tabla 4, Fig. 19). La concentración de SST sigue una distribución normal tanto en la TL ($W = 0.922$, $p = 0.141$) como en la TS ($W = 0.900$, $p = 0.058$), con diferencias significativas entre las dos temporadas de muestreo ($U = 31$, $p < 0.001$).

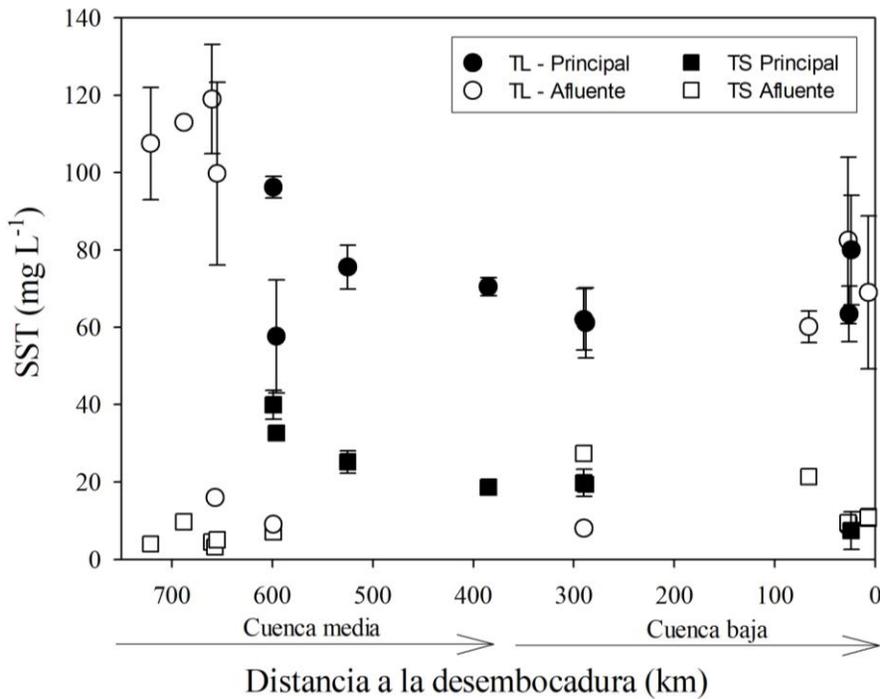


FIG. 19 VARIACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE SÓLIDOS SUSPENDIDOS TOTALES (SST; \pm D.E) A LO LARGO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

No se encontró una correlación significativa entre las concentraciones de los SST y el Q ni en la TL ($r = -0.06$, $p > 0.05$) ni en la TS ($r = 0.3$, $p > 0.05$). Juntando todos los datos del Q y los SST para ambas temporadas se encontró una correlación significativa ($r = 0.52$, $p < 0.005$). En la TL la concentración de SST fue correlacionada estrechamente con la turbidez ($r = 0.95$, $p < 0.001$), y también con el pH ($r = 0.4$, $p < 0.05$) y el OD ($r = 0.5$, $p < 0.05$), y de manera inversa con la temperatura del agua ($r = -0.5$, $p < 0.05$). Durante la TS, la variación de los SST no se relacionó de manera significativa con las otras variables. Aunque se observó que en el cauce principal la

concentración se reduce en ambas temporadas río abajo (Fig. 19, Tablas 5 y 6), la variación longitudinal de la concentración de SST con respecto a la distancia a la desembocadura para ambas temporadas no presentó una tendencia significativa ($p > 0.1$).

7.1.8.1 Flujo de Sólidos Suspendidos Totales

Durante la TL el mayor flujo de SST se encontró en la estación Frontera Corozal (M9), con un valor de $37,309 \pm 2,788 \text{ t d}^{-1}$, y el más bajo en el río Tzendales (M4), con un valor de 239 t d^{-1} . El flujo promedio de SST a lo largo de las estaciones de muestreo fue de $15,000 \pm 13,865 \text{ t d}^{-1}$, sin mostrar dependencia con la distancia a la desembocadura ($r = -0.3$, $p > 0.1$; Tabla 4, Fig. 20, Izquierda), aunque sí con el Q ($r = 0.90$, $p < 0.001$).

Durante la TL el flujo de SST del río Chixoy (M6; $21,818 \pm 640 \text{ t d}^{-1}$) fue ~25 veces más alto comparado con el río La Pasión (M7; $836 \pm 41 \text{ t d}^{-1}$), indicando que se produce una dilución en la estación M8, que corresponde a la confluencia de ambos ríos (Anexo 6); posteriormente, la subcuenca del río Lacantún (M5) aportó ~52% ($9,657 \pm 2,288 \text{ t d}^{-1}$) de la carga de sedimentos suspendidos hacia el cauce principal, de modo que se obtuvo un flujo de SST máximo en la estación Frontera Corozal (M9) del río Usumacinta de $37,309 \pm 2,788 \text{ t d}^{-1}$. El río San Pedro (B1; $257 \pm 40 \text{ t d}^{-1}$) tuvo un aporte mínimo de material suspendido y se observó nuevamente una dilución entre las estaciones B2 y B3 que corresponden al cauce principal del río Usumacinta y la confluencia con el río San Pedro. Al comparar las estaciones del cauce principal de Boca de Cerro (M10; $36,366 \pm 3,849 \text{ t d}^{-1}$) y Tres Brazos (B5; $14,844 \pm 1,683 \text{ t d}^{-1}$), separadas entre sí ~343 km, se observó una reducción de ~60% de la carga de material suspendido, debido a la reducción del caudal en la zona de humedales y por la derivación del cauce principal hacia el río Palizada y hacia el río San Pedro-San Pablo, por lo cual se puede inferir que esta zona retiene parte de los sedimentos en las llanuras de inundación durante los mayores caudales. Sin embargo, el aporte de SST del río Grijalva (B6) en la TL ($18,649 \pm 4,872 \text{ t d}^{-1}$) es muy importante e incrementó un 60% del flujo de SST que se descarga al GMx en comparación con lo que llega hasta B5 ($14,844 \pm 1,683 \text{ t d}^{-1}$; Anexo 6).

Durante la TS, los valores máximo y mínimo del flujo de SST se registraron en las mismas estaciones que en la TL (el valor mayor en Frontera Corozal (M9; $1,996 \pm 228 \text{ t d}^{-1}$) y el menor en el río Tzendales (M4; $4.1 \pm 1.4 \text{ t d}^{-1}$)). El flujo promedio para la época de estiaje fue de $676 \pm 732 \text{ t d}^{-1}$ y, a diferencia de en la TL, se observó una correlación débil con la distancia a la

desembocadura ($r = -0.45$, $p < 0.05$) y una tendencia que se ajusta a una regresión cuadrática ($r^2 = 0.47$, $p < 0.05$; Fig. 20, derecha). Durante la temporada de estiaje (TS), el río Chixoy (M6) fue el que transportó la mayor cantidad de material suspendido ($1,411 \pm 132 \text{ t d}^{-1}$) comparado con los otros afluentes (La Pasión (M7; $836 \pm 41 \text{ t d}^{-1}$), Lacantún (M5; $105 \pm 7 \text{ t d}^{-1}$) y San Pedro (B1; $171 \pm 10 \text{ t d}^{-1}$)). Si se comparan las estaciones del cauce principal de Boca del Cerro (M10) y Tres Brazos (B5) en esta temporada, la retención de SST fue mayor ($\sim 70\%$); no obstante, el aporte del río Grijalva (B6) fue significativamente menor ($\sim 22\%$) en relación con la TL (Fig. 20, Anexo 6). Los flujos de material suspendido durante la TL fueron hasta dos órdenes de magnitud más altos que en la TS, particularmente en los ríos Ixcán (M1) y Lacantún (M3 y M5), el flujo de SST fue ~ 100 veces mayor; el río La Pasión (M7) y San Pedro (B1) presentaron un incremento de 9 y 1.5 veces más, respectivamente. Esto muestra claramente el efecto de la estacionalidad de la precipitación-escorrentía de cada subcuenca. La diferencia del flujo de SST entre ambas temporadas fue significativa ($U = 39$, $p < 0.001$).

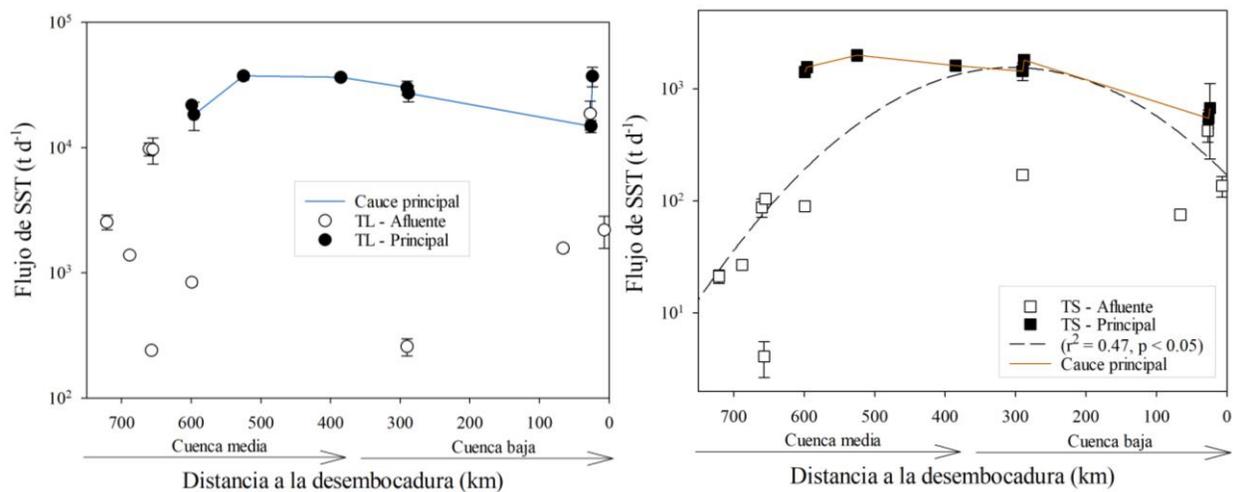


FIG. 20 VARIACIÓN DEL FLUJO DE SÓLIDOS SUSPENDIDOS TOTALES (\pm D.E) A LO LARGO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL; IZQUIERDA) Y DE SECAS (TS; DERECHA).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

El río Usumacinta tiene dos desembocaduras o bocas de diferente magnitud hacia el Golfo de México. La principal se ubica después de la confluencia con el río Grijalva (B7) y la segunda, 24 km al NE, en la estación del río San Pedro-San Pablo (B8; Fig. 8). Durante la TL, los valores del flujo de SST en esos puntos fueron de $37,186 \pm 6,576 \text{ t d}^{-1}$ (B7) y $2,196 \pm 629 \text{ t d}^{-1}$ (B8), respectivamente, lo que resultó en un flujo total de SST transportados a la zona costera de $\sim 39,981 \pm 7,205 \text{ t d}^{-1}$. Durante la TS, los flujos de SST fueron de $673 \pm 437 \text{ t d}^{-1}$ y $136 \pm 28 \text{ t d}^{-1}$,

en B7 y B8, respectivamente, lo que representa un total de $809 \pm 464 \text{ t d}^{-1}$ (Anexo 6). La descarga de SST durante la TL se incrementa cerca de una orden de magnitud (~ 48 veces más), lo que demuestra la importancia de la estacionalidad en la variación del caudal y del material particulado que descarga el río Usumacinta hacia el GMx.

7.1.9 Concentración de Clorofila “a” (Clor-a)

La concentración promedio de Clor-a durante la TL fue de $1.80 \pm 1.40 \mu\text{g L}^{-1}$, con valores mínimos en el río Tzendales (M4; $0.12 \pm 0.03 \mu\text{g L}^{-1}$) y máximos en el río San Pedro-San Pablo (B8; $4.12 \pm 0.43 \mu\text{g L}^{-1}$). Se observaron diferencias significativas entre las estaciones ($U = 171$, $p < 0.001$) y se encontraron correlaciones positivas con la temperatura ($r = 0.85$, $p < 0.001$) y negativas con el OD ($r = -0.71$, $p < 0.001$), con el pH ($r = -0.69$, $p < 0.005$) y con la distancia a la desembocadura ($r = -0.82$, $p < 0.001$); además, la concentración de Clor-a presentó un incremento lineal aguas abajo ($r^2 = 0.75$, $p < 0.001$; Fig. 21).

La concentración de Clor-a para la TS fue mayor ($3.24 \pm 3.30 \mu\text{g L}^{-1}$) y se registraron valores más elevados nuevamente en el río San Pedro-San Pablo (B8; $13.45 \pm 3.77 \mu\text{g L}^{-1}$) y mínimos en el río Tzendales (M4; $0.29 \pm 0.01 \mu\text{g L}^{-1}$). También se encontraron diferencias significativas entre las estaciones de muestreo ($U = 171$, $p < 0.001$) y correlaciones positivas débiles con la temperatura, la K_{25} , la profundidad máxima y los SST ($r = 0.5$, $p < 0.05$). De manera similar que en la TL, la concentración de Clor-a mostró una correlación negativa con el OD ($r = -0.67$, $p < 0.001$) y con la distancia a la desembocadura ($r = -0.89$, $p < 0.001$), siguiendo la misma tendencia de incremento lineal aguas abajo, aunque de manera más pronunciada ($r^2 = 0.6$, $p < 0.001$; Fig. 21). En este sentido, la mayor concentración de Clor-a en la TS puede estar relacionada con los menores caudales, aunque estas dos variables no presentaron una correlación significativa ni en la TL ($r = 0.1$, $p > 0.1$) ni en TS ($r = 0.4$, $p > 0.05$). Al comparar la media muestral de la concentración de Clor-a se observó que no existe una diferencia significativa ($U = 121$, $p = 0.2$) entre ambas temporadas climáticas; sin embargo, al realizar un análisis de comparación de la concentración de Clor-a en cada estación entre la TL y TS se encontraron diferencias significativas en todas las estaciones, excepto en M3 ($t = 0.63$, $p = 0.5$), M6 ($U = 18$, $p = 0.31$) y B7 ($t = 1.09$, $p = 0.29$), que corresponden al río Lacantún, Chixoy y a la confluencia del río Usumacinta y el Grijalva.

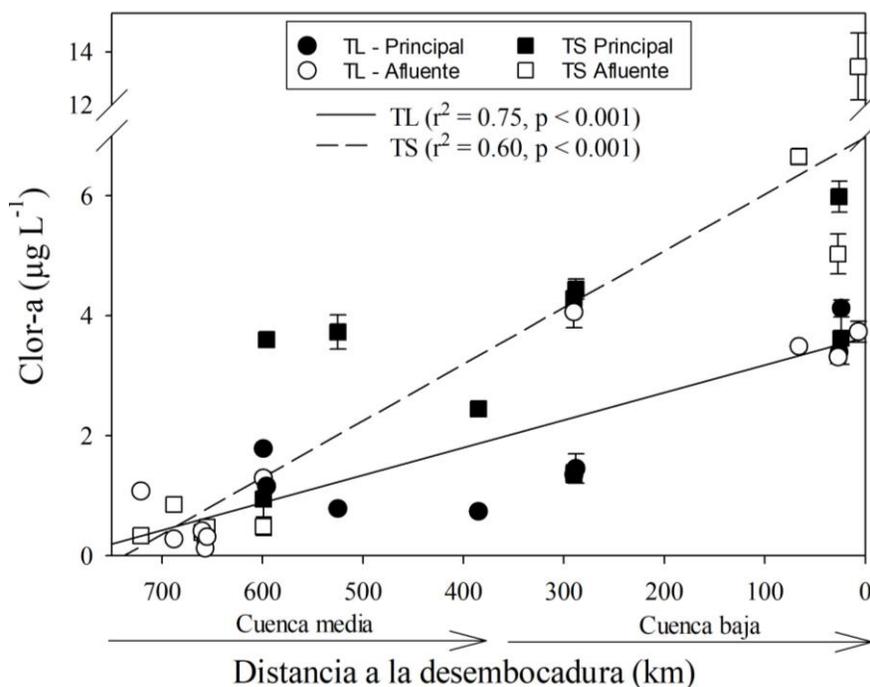


FIG. 21 VARIACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE CLOROFILA “A” (\pm D.E) A LO LARGO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

TABLA 4 CONCENTRACIÓN DE CLOROFILA “A”, SÓLIDOS SUSPENDIDOS TOTALES (SST) Y FLUJO DE SST DEL RÍO USUMACINTA MEDIDOS DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y SECAS (TS).

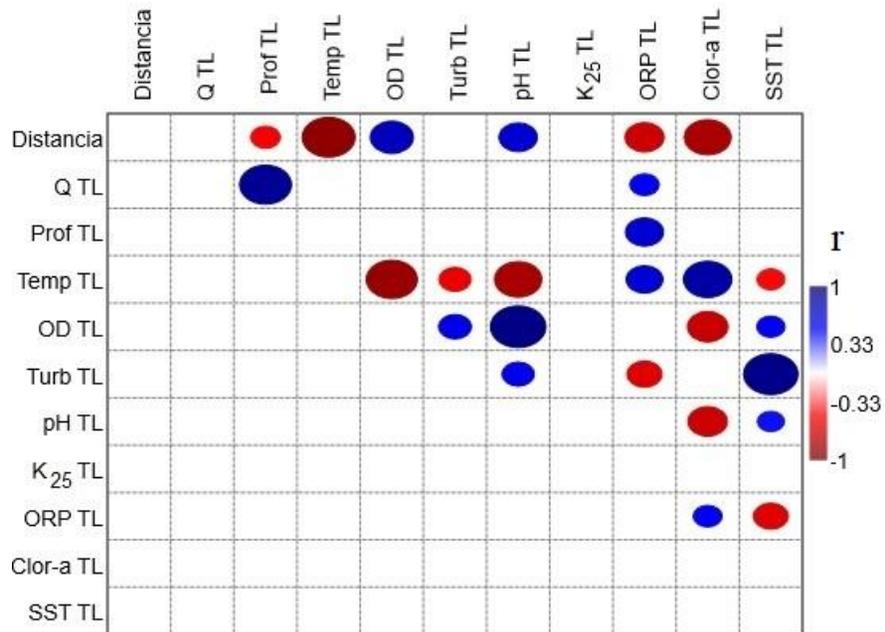
Clave	TL				TS			
	Clor-a ($\mu\text{g L}^{-1}$)	SST (mg L^{-1})	Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Flujo SST (t d^{-1})	Clor-a ($\mu\text{g L}^{-1}$)	SST (mg L^{-1})	Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Flujo SST (t d^{-1})
M1	1.08	107.5	274	2,543	0.3	4.0	62	21
	0.07	14.5		343	0.0	0.5		3
M2	0.28	113.0	141	1,378	0.9	9.7	32	27
	0.01	0.0		0.0	0.0	0.1		0.2
M3	0.41	119.0	948	9,743	0.4	4.5	224	87
	0.03	14.0		1,151	0.0	0.8		16
M4	0.12	16.0	173	239	0.3	3.2	15	4
	0.01	0.0		0.0	0.0	1.1		1
M5	0.31	99.8	1,121	9,657	0.5	5.1	239	105
	0.02	23.6		2,288	0.0	0.3		7

TABLA 4. CONTINUACIÓN

Clave	TL				TS			
	Clor-a ($\mu\text{g L}^{-1}$)	SST (mg L^{-1})	Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Flujo SST (t d^{-1})	Clor-a ($\mu\text{g L}^{-1}$)	SST (mg L^{-1})	Q ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Flujo SST (t d^{-1})
M6	1.78	96.2	2,625	21,818	0.9	40.0	408	1,411
	0.03	2.8		640	0.4	3.8		133
M7	1.29	9.1	1,065	836	0.5	7.1	145	89
	0.03	0.4		41	0.2	0.2		2
M8	1.16	57.6	3,690	18,371	3.6	32.6	553	1,560
	0.05	14.6		4,658	0.1	0.8		40
M9	0.78	75.6	5,715	37,309	3.7	25.2	917	1,996
	0.04	5.6		2,788	0.3	2.9		228
M10	0.74	70.5	5,970	36,366	2.4	18.7	998	1,609
	0.04	2.3		1,179	0.1	1.1		92
B1	4.06	8.1	369	257	1.4	27.4	72	171
	0.26	1.3		40	0.1	1.6		10
B2	1.35	62.0	5,609	30,049	4.3	19.8	839	1,436
	0.05	7.9		3,849	0.1	3.5		257
B3	1.45	61.2	5,133	27,118	4.4	19.4	1,080	1,810
	0.24	9.1		4,026	0.2	1.8		166
B4	3.49	60.1	302	1,568	6.7	21.4	41	75
	0.07	4.1		106	0.1	0.8		3
B5	3.39	63.4	2,709	14,844	6.0	9.0	677	523
	0.10	7.2		1,683	0.3	1.4		83
B6	3.31	82.5	2,618	18,649	5.0	9.5	516	424
	0.11	21.5		4,872	0.3	2.0		90
B7	4.12	80.0	5,380	37,186	3.6	7.4	1,048	673
	0.14	14.1		6576	0.4	4.8		437
B8	3.73	69.0	368	2,196	13.4	10.8	146	136
	0.17	19.8		629	1.3	2.2		28
Promedio	1.8	69.5	2,456	15,007	3.2	15.3	445	676
D.E	1.4	32.9	2,235	13,865	3.3	10.8	391	732
Máximo	4.1	119.0	5,970	37,309	13.4	40.0	1,080	1,996
Mínimo	0.1	8.1	141	239	0.3	3.2	15	4

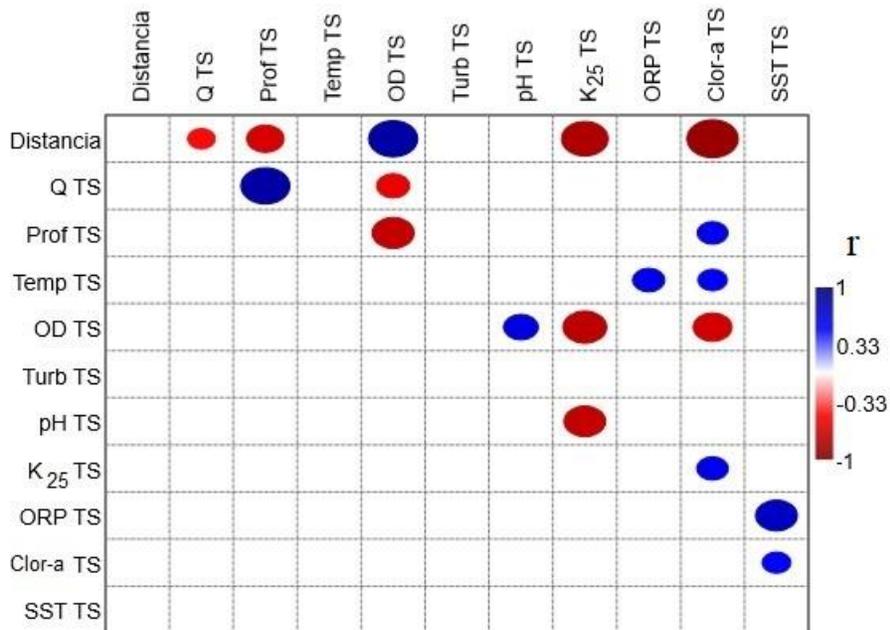
Nota: Salvo Q, para las demás variables el promedio se presenta en el primer renglón y la desviación estándar en el segundo

TABLA 5 COEFICIENTE DE CORRELACIÓN DE SPEARMAN DE LAS VARIABLES AMBIENTALES DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS.



Color azul = correlación positiva, color rojo = correlación negativa ($p < 0.05$). Las abreviaturas son las mismas que para las tablas 2 y 3.

TABLA 6 COEFICIENTE DE CORRELACIÓN DE SPEARMAN DE LAS VARIABLES AMBIENTALES DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE SECAS.



Color azul = correlación positiva, color rojo = correlación negativa ($p < 0.05$). Las abreviaturas son las mismas que para las tablas 2 y 3.

7.1.10 Distribución espacial y temporal de las estaciones de muestreo según las variables ambientales

Una vez calculada la matriz de correlaciones de Spearman (Tabla 5 y 6) con la significancia de cada variable ambiental, se realizó el Análisis de Componentes Principales (ACP), con el objetivo de explicar la cantidad máxima de varianza con el menor número de factores o componentes principales y para comprobar la asociación o separación entre las estaciones de muestreo de cada temporada.

Temporada de Lluvias

El ACP para la TL mostró que el 80% de la varianza se explica con los factores 1 y 2 (Tabla 7), lo cual es aceptable para propósitos descriptivos (Bartholomew, 2010); posteriormente, se determinaron los valores eigen de los componentes principales generados (Tabla 8).

TABLA 7. VALORES EIGEN DEL ACP DE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (% DE VARIANZA)

CP	Eigenvalor	% varianza	% acumulado
1	0.6	51.4	51.4
2	0.3	28.9	80.3
3	0.1	12.4	92.7
4	0.1	4.8	97.5
5	0.0	2.2	99.7

TABLA 8 VECTORES EIGEN DEL ACP APLICADO A LAS VARIABLES AMBIENTALES DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO DEL RÍO USUMACINTA EN LA TEMPORADA DE LLUVIAS

Parámetro	CP 1	CP 2	CP 3	CP 4	CP 5
Distancia (km)	0.77	0.30	-0.28	0.40	-0.23
Q (m ³ s ⁻¹)	-0.27	0.93	-0.13	-0.20	0.09
Temp (°C)	-0.04	0.00	-0.04	-0.03	0.02
OD (mg L ⁻¹)	0.24	0.07	0.24	0.24	0.84
pH	0.01	0.00	0.02	0.01	0.04
K ₂₅ (μS cm ⁻¹)	-0.01	-0.06	-0.14	-0.07	0.43
ORP (mV)	-0.03	0.01	-0.04	-0.02	0.08
Clor-a (μg L ⁻¹)	-0.51	-0.02	-0.30	0.80	0.01
SST (mg L ⁻¹)	-0.04	0.20	0.86	0.31	-0.22

Las abreviaturas son las mismas que para las tablas 2 y 3. Las variables con mayor peso se marcan en color rojo.

Los vectores eigen de las características ambientales del río Usumacinta en la TL (Tabla 8) revelaron la relevancia de la distancia a la desembocadura (0.77), la concentración de OD (0.24) y de Clor-a (-0.51) en el primer componente principal (51% de la varianza total), mientras que, en el segundo componente (29% de la varianza total) el caudal (0.93) y la concentración de SST (0.20) fueron más importantes.

El primer componente del ACP se asoció a la “*variación longitudinal*” con valores positivos en la cuenca media (cuadrante derecho; Fig. 22) y negativos en la cuenca baja (cuadrante izquierdo; Fig. 22); por otro lado, el segundo componente se le etiquetó como “*variación hidrológica*” y está relacionado con valores positivos en los mayores caudales que corresponden al cauce principal (excepto M3 y M5 que corresponden al río Lacantún) y valores negativos que indican los afluentes, con extremos en las estaciones M4 y B8 (Tzendales y San Pedro-San Pablo) por sus características longitudinales opuestas (Fig. 22). Cabe mencionar que la temperatura de la columna de agua, el pH, la K_{25} y el ORP resultaron variables de menor importancia en el ACP de la TL, que puede asociarse a que presentaron una variación menor a lo largo del cauce principal y sus afluentes, así como entre la cuenca media y baja.

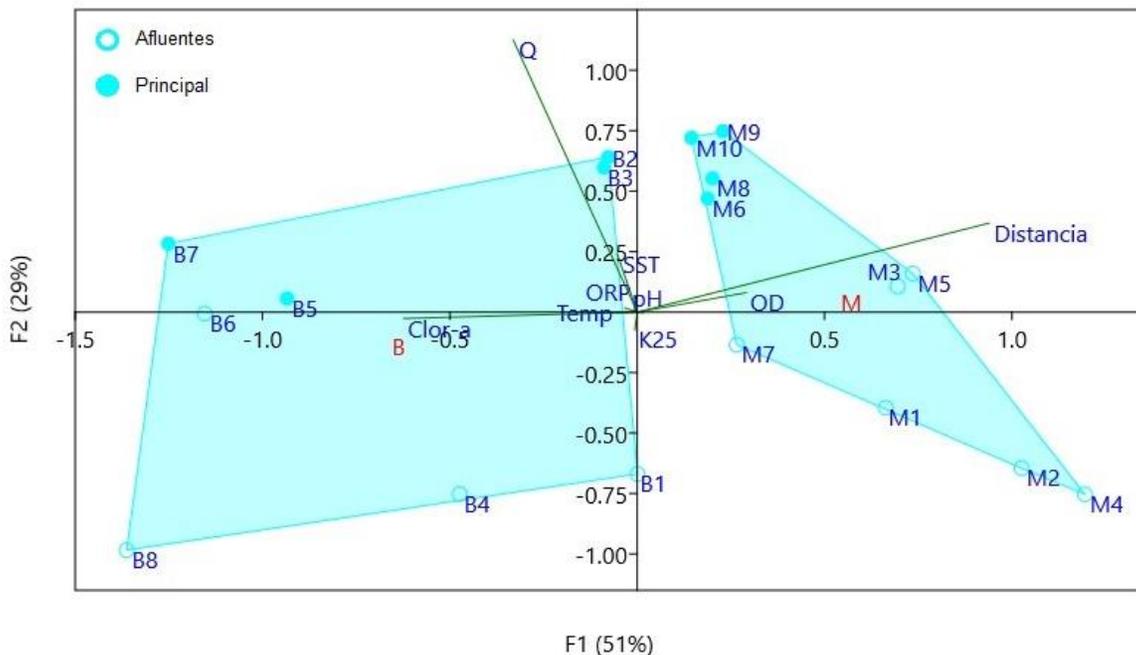


FIG. 22 ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES DE LAS VARIABLES AMBIENTALES DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS

Para definir mejor la agrupación de las estaciones según las variables ambientales, se realizó un dendrograma de las distancias euclidianas de las características ambientales correspondientes a la TL (Fig. 23). Se puede observar claramente el agrupamiento de tres subconjuntos a un nivel de corte de 2.0; el primer grupo (G1-TL) abarca las estaciones de la subcuenca del río Lacantún (M1, M2, M3, M4 y M5) que se ubican más distantes de la desembocadura y se caracterizaron por presentar caudales bajos, un aporte máximo de SST y mínimo de Clor-a; sin embargo, el río Tzendales (M4) se diferencia de los demás por presentar el valor más bajo de Clor-a y SST y es de particular interés por ubicarse dentro de la RBMA y ser un sitio con mínima intervención antrópica (puede considerarse prístino). El segundo grupo (G2-TL) está conformado por las estaciones de la cuenca media, y en función del mayor caudal se ubican las estaciones del cauce principal (M6-M10) hasta el inicio de la cuenca baja (B2 y B3), y se diferencian los afluentes La Pasión (M7) y San Pedro (B1), que drenan desde Guatemala y tuvieron un comportamiento similar entre sí en cuanto a la concentración mínima de SST. El tercer grupo (G3-TL) está conformado por las estaciones cercanas a la desembocadura y ubicadas en la RBPC. Se observa que el río Grijalva (B6) difiere de las estaciones del cauce principal (B5 y B7) probablemente por ser el más impactado antrópicamente y presentar la concentración menor de OD del estudio. Además, el río San Pedro-San Pablo (B4) presenta un comportamiento diferente debido a su menor caudal en comparación con las estaciones del G3-TL (Fig. 23). Cabe mencionar que los dos primeros grupos tienen mayor similitud entre sí.

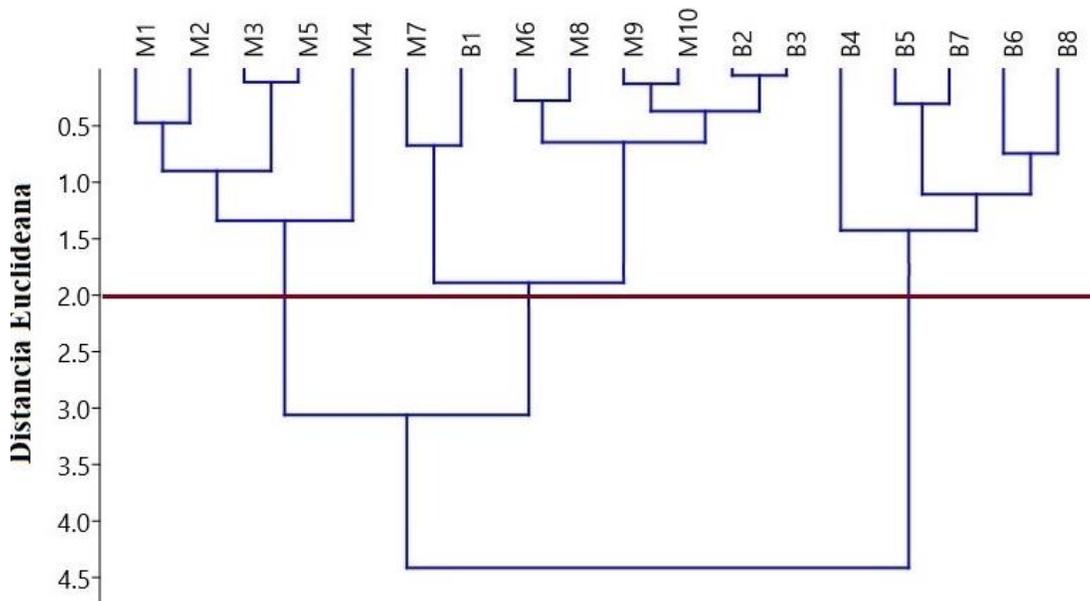


FIG. 23 DENDROGRAMA DE LAS DISTANCIAS EUCLIDEANAS DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS

Temporada de Secas

Del mismo modo, el ACP para la TS mostró que el 88% de la varianza se explica con los dos primeros factores (Tabla 9). Los vectores eigen de las características ambientales del río Usumacinta en la TS (Tabla 10) mostraron la relevancia de la distancia a la desembocadura (-0.61), la K_{25} (0.60) y la concentración de Clor-a (0.44) en el primer componente principal (64% de la varianza total), así como el caudal (0.78), el aporte de SST (0.38) y la concentración de Clor-a (0.28) en el segundo componente (24% de la varianza). Es decir, durante la temporada de estiaje el principal factor que agrupa las diferentes estaciones también es la variación longitudinal y el caudal, sin embargo, el ingreso de la cuña salina en las estaciones cercanas a la desembocadura afecta a esta distribución dando mayor importancia a la K_{25} (Tabla 10).

TABLA 9 VALORES EIGEN DEL ACP DE LA TEMPORADA DE SECAS (% DE VARIANZA)

Factor	Eigenvalor	% varianza	% acumulado
1	1.00	63.83	63.83
2	0.38	23.97	87.80
3	0.16	9.93	97.73
4	0.03	1.70	99.42
5	0.01	0.50	99.92

TABLA 10 VECTORES EIGEN DEL ACP APLICADO A LOS PARÁMETROS AMBIENTALES DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO DEL RÍO USUMACINTA EN LA TEMPORADA DE SECAS

Parámetro	PC 1	PC 2	PC 3	PC 4	PC 5
Distancia (km)	-0.61	0.27	-0.15	0.18	0.71
Q ($m^3 s^{-1}$)	0.27	0.78	-0.53	-0.09	-0.16
Temp ($^{\circ}C$)	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
OD ($mg L^{-1}$)	-0.07	-0.01	0.03	-0.12	-0.01
pH	0.00	0.00	0.01	-0.02	-0.04
K_{25} ($\mu S cm^{-1}$)	0.60	-0.31	-0.35	0.46	0.44
ORP (mV)	0.00	0.05	0.04	0.03	-0.07
Clor-a ($\mu g L^{-1}$)	0.44	0.28	0.55	-0.43	0.50
SST ($mg L^{-1}$)	0.05	0.38	0.51	0.74	-0.17

Las abreviaturas son las mismas que para las tablas 2 y 3. Las variables con mayor peso se marcan en color rojo.

El ACP de la TS difiere del de la TL, principalmente, en que se da mayor peso a la K_{25} en la variación longitudinal. En el componente 1 los valores negativos abarcan las estaciones de la cuenca media (cuadrante izquierdo; Fig. 24), y los valores positivos (cuadrante derecho; Fig. 24) las de la cuenca baja. Por otro lado, en la parte positiva del componente 2 (variación hidrológica)

se observa nuevamente las estaciones de mayor caudal (cauce principal), mientras que en la parte negativa a los respectivos afluentes. La estación de la confluencia del río Usumacinta con el Grijalva (B7) presenta una similitud en la K_{25} más cercana al río Grijalva (B6), por lo cual se ubica en la parte negativa del componente 2 (Fig. 24). De manera similar que en el ACP de la TL, las estaciones M4 (Tzendales) y B8 (San Pedro-San Pablo) tienen un comportamiento longitudinal extremo y opuesto en cuanto a la concentración de Clor-a.

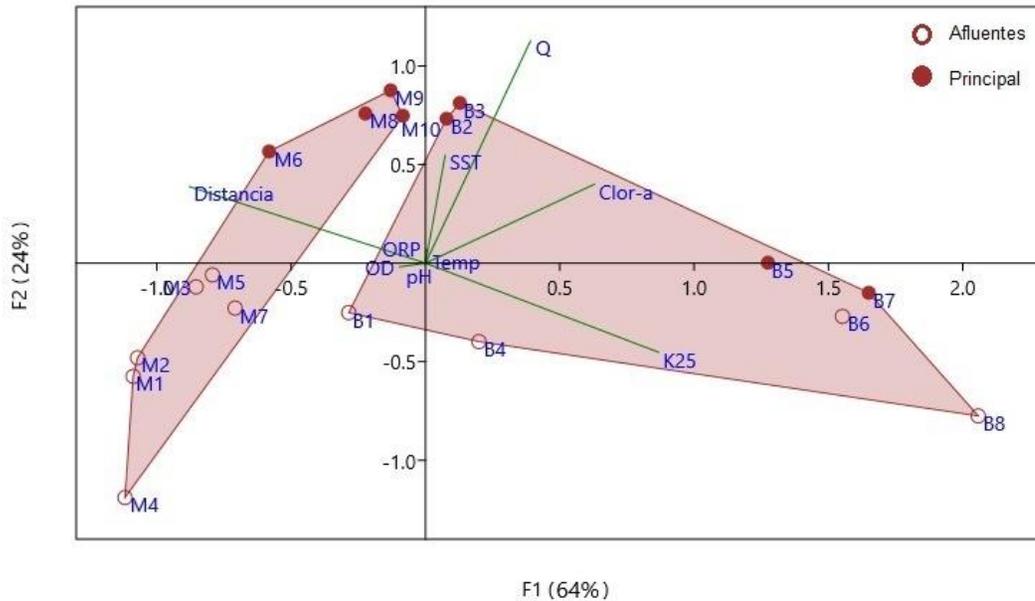


FIG. 24 ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE SECAS

En cuanto al dendrograma de la TS (Fig. 25), se observó el agrupamiento de cuatro subconjuntos a la misma distancia de corte de 2.0. El primer grupo (G1-TS) integra las estaciones de la subcuenca del río Lacantún (M1, M2, M3, M4, M5) y se incluye al río La Pasión (M7), los cuales presentaron valores bajos de caudal, Clor-a y SST. El segundo grupo (G2-TS) solamente considera a las estaciones del río San Pedro (B1) y a la bifurcación hacia el río San Pedro-San Pablo en Jonuta (B4), las cuales tuvieron caudales bajos y valores similares de SST y K_{25} . En el tercer grupo (G3-TS) se encuentran las estaciones del cauce principal, similar al segundo grupo del dendrograma de la TL, definidos por los valores más altos de caudal (Fig. 23), sin embargo presentan un orden de similitud diferente. Finalmente, en el cuarto grupo (G4-TS) se encuentran las estaciones cercanas a la desembocadura (B5, B6, B7 y B8) y se diferencia nuevamente la bifurcación hacia el río San Pedro-San Pablo (B8), por su valor más alto de Clor-a de todo el estudio (Fig. 25).

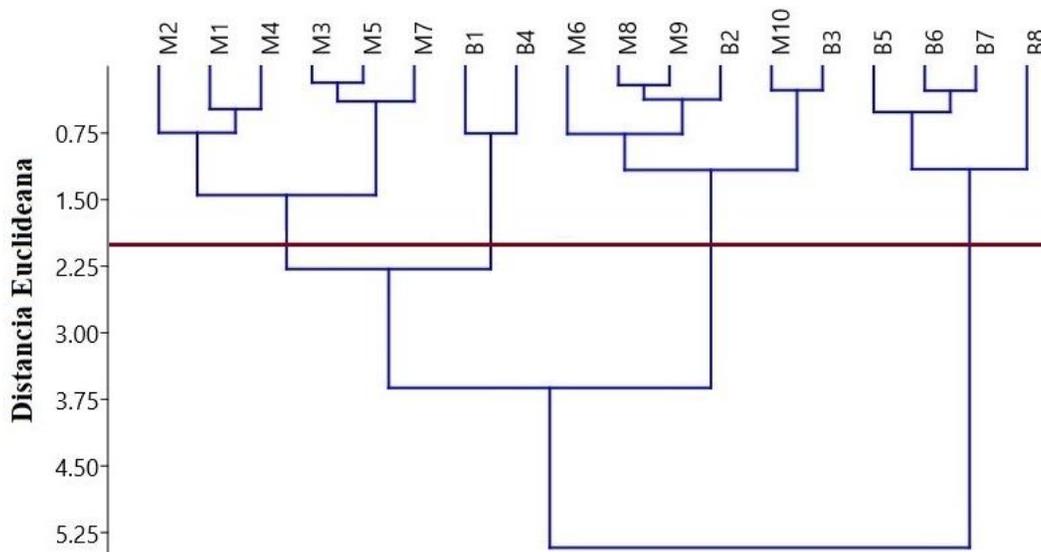


FIG. 25 DENDROGRAMA DE LAS DISTANCIAS EUCLIDEANAS DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE SECAS

En resumen, el análisis estadístico realizado para ambas temporadas indica que la variación longitudinal de la temperatura del agua (Fig. 13), OD (Fig. 14), pH (Fig. 15), ORP (Fig. 18) y la concentración de Clor-a (Fig. 21) es un componente importante en el río Usumacinta y sus afluentes. El caudal es un parámetro importante, no sólo en la variación temporal de las características fisicoquímicas, sino también porque diferencia los afluentes (de menor caudal) del cauce principal (Fig. 22 y 24). A pesar de que no se halló una correlación significativa entre el caudal y las demás variables ambientales -salvo con el ORP en la TL y con el OD en la TS- (Tabla 5 y 6), la dinámica hidrológica derivada de la estacionalidad tropical modifica principalmente el transporte de SST. La K₂₅ define una variación temporal fuerte en las estaciones de la desembocadura durante la TS debido a la reducción del caudal e ingreso de la cuña salina, pero esta situación es más bien local y no aplica a la totalidad del sistema.

7.2 CARBONO ORGÁNICO

7.2.1 Carbono Orgánico Disuelto (COD)

Durante la TL la concentración de COD tuvo un promedio de $3.42 \pm 1.77 \text{ mg L}^{-1}$, con el valor máximo registrado en el río San Pedro (B1; $7.11 \pm 0.32 \text{ mg L}^{-1}$) y el mínimo en el río Ixcán (M1; $1.1 \pm 0.01 \text{ mg L}^{-1}$). Hay una tendencia de incremento del COD aguas abajo ($r^2 = 0.47$; $p < 0.005$;

Tabla 11; Fig. 26), con las estaciones del río La Pasión (M7), San Pedro (B1) y San Pedro-San Pablo (B8) mostrando los valores más altos. Se observaron diferencias significativas entre las estaciones ($t = 8.19$, $p < 0.001$) y se encontraron correlaciones significativas directas del COD con la temperatura ($r = 0.95$, $p < 0.001$), la concentración de Clor-a ($r = 0.83$, $p < 0.001$) y el ORP ($r = 0.64$, $p < 0.001$), así como correlaciones inversas con el OD ($r = -0.89$, $p < 0.001$), el pH ($r = -0.85$, $p < 0.001$), la turbidez ($r = -0.57$, $p = 0.01$) y la distancia a la desembocadura ($r = -0.82$, $p < 0.001$).

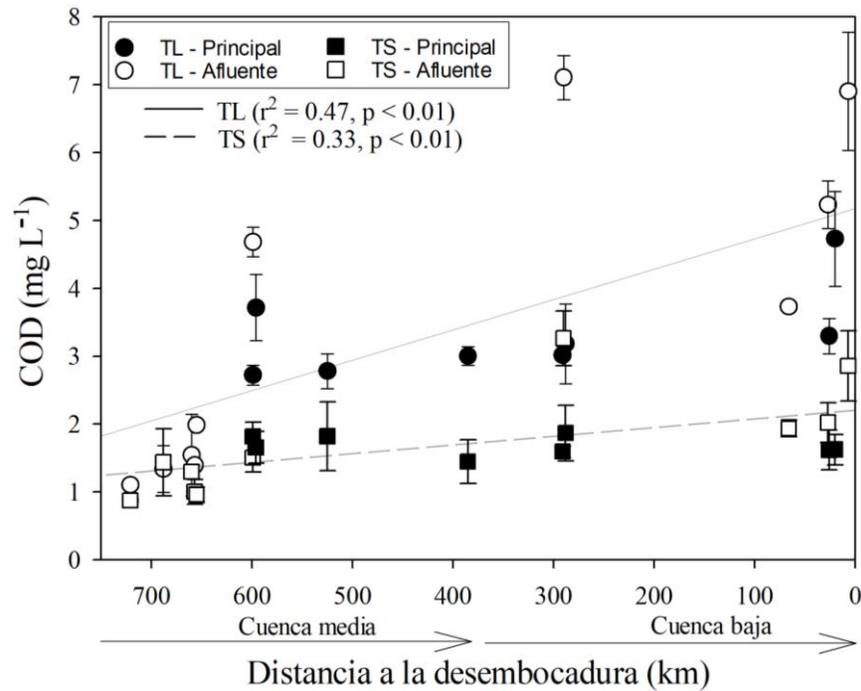


FIG. 26 VARIACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE CARBONO ORGÁNICO DISUELTTO (\pm D.E) A LO LARGO DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

En la TS la concentración promedio de COD fue menor (1.7 ± 0.59 mg L⁻¹) y se encontraron valores máximos en el río San Pedro (B1; 3.26 ± 0.4 mg L⁻¹) y mínimos en el río Ixcán (M1; 0.88 ± 0.02 mg L⁻¹). También hay diferencias significativas del COD entre las estaciones de muestreo ($p < 0.005$) y se observó que el COD se correlaciona de manera positiva con la concentración de Clor-a ($r = 0.52$, $p = 0.02$), los SST ($r = 0.69$, $p < 0.01$) y la K₂₅ ($r = 0.52$, $p = 0.02$), e inversamente con el OD ($r = -0.63$, $p < 0.01$) y con la distancia a la desembocadura ($r = -0.74$, $p < 0.001$), aunque la tendencia longitudinal fue más débil ($r^2 = 0.33$, $p < 0.05$; Fig. 26).

La concentración del COD entre las dos temporadas de muestreo fue diferente significativamente ($U = 7$, $p < 0.01$), con un promedio para el periodo completo de $2.56 \pm 1.18 \text{ mg L}^{-1}$ ($0.88\text{--}7.11 \text{ mg L}^{-1}$). Usando los registros de las estaciones del cauce principal (M6, M8, M9, M10, B2, B3, B5 y B7) de ambas temporadas, la concentración de COD se correlacionó de manera positiva con el caudal ($r = 0.53$, $p < 0.005$) y se ajusta a una regresión lineal ($r^2 = 0.67$, $p < 0.001$; Fig. 27).

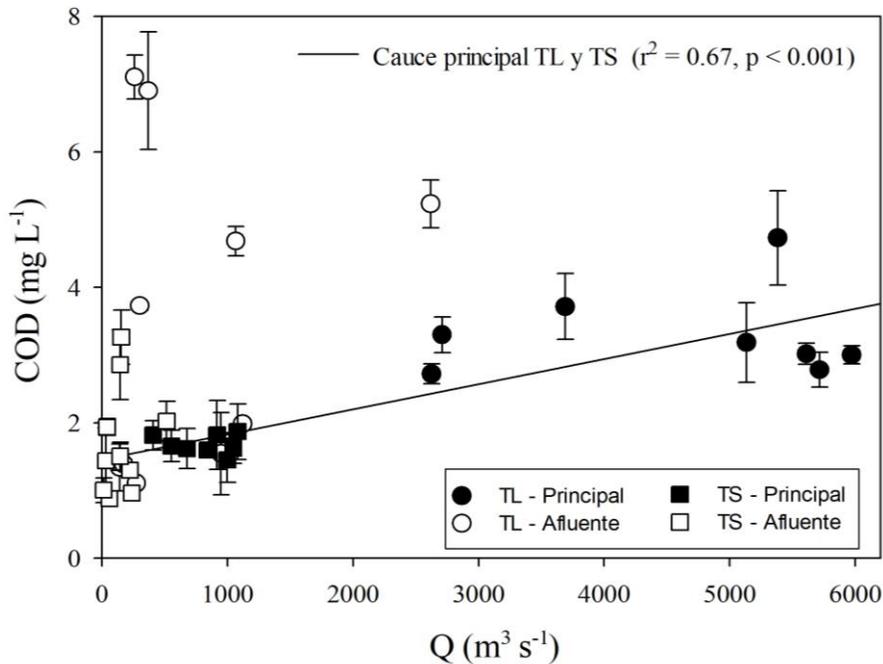


FIG. 27 VARIACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE COD (\pm D.E) CON RESPECTO AL CAUDAL EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

7.2.2 Carbono Orgánico Particulado (COP)

Para la TL el COP registró en promedio $1.59 \pm 0.85 \text{ mg L}^{-1}$, con un valor máximo en el río Lacantún (M3; $3.78 \pm 0.73 \text{ mg L}^{-1}$) y mínimo en el río La Pasión (M7; $0.44 \pm 0.05 \text{ mg L}^{-1}$). Solamente se observó una correlación positiva del COP con la turbidez ($r = 0.63$, $p < 0.01$) y con los SST ($r = 0.7$, $p < 0.001$), lo que sugiere que la mayor parte del COP podría ser alóctono. A diferencia del COD, la fracción particulada del C en la TL se ajustó a una función cuadrática ($r^2 = 0.42$, $p < 0.05$; Fig. 28), con valores máximos en las estaciones del río Lacantún y afluentes (M1, M2, M3 y M5), que tienen elevada turbidez, de manera similar a lo observado en los SST, que muestra una disminución progresiva aguas abajo y un ligero incremento en las estaciones cercanas a la desembocadura (B5, B6, B7 y B8; Tabla 11; Fig. 28).

Para la TS el promedio de COP fue menor ($0.68 \pm 0.34 \text{ mg L}^{-1}$) y presentó un valor máximo en el río San Pedro-San Pablo (B8; $1.45 \pm 0.16 \text{ mg L}^{-1}$) y mínimo en el río Chajul (M2; $0.21 \pm 0.01 \text{ mg L}^{-1}$). Aquí sí se observó una correlación significativa con la distancia a la desembocadura, mostrando una tendencia de incremento del COP aguas abajo ($r^2 = 0.38$, $p < 0.01$; Fig. 28). En la TS el COP presentó correlaciones positivas con la concentración de Clor-a ($r = 0.78$, $p < 0.001$), los SST ($r = 0.73$, $p < 0.001$), el COD ($r = 0.74$, $p < 0.001$) y el ORP ($r = 0.6$, $p < 0.01$). La concentración de COP durante las dos temporadas climáticas fue significativamente diferente ($U = 40$, $p < 0.001$). El COP fue correlacionado con el caudal, aunque débilmente ($r = 0.35$, $p < 0.05$), mientras que la dependencia con los SST fue muy elevada ($r^2 = 0.65$, $p < 0.001$; Fig. 29).

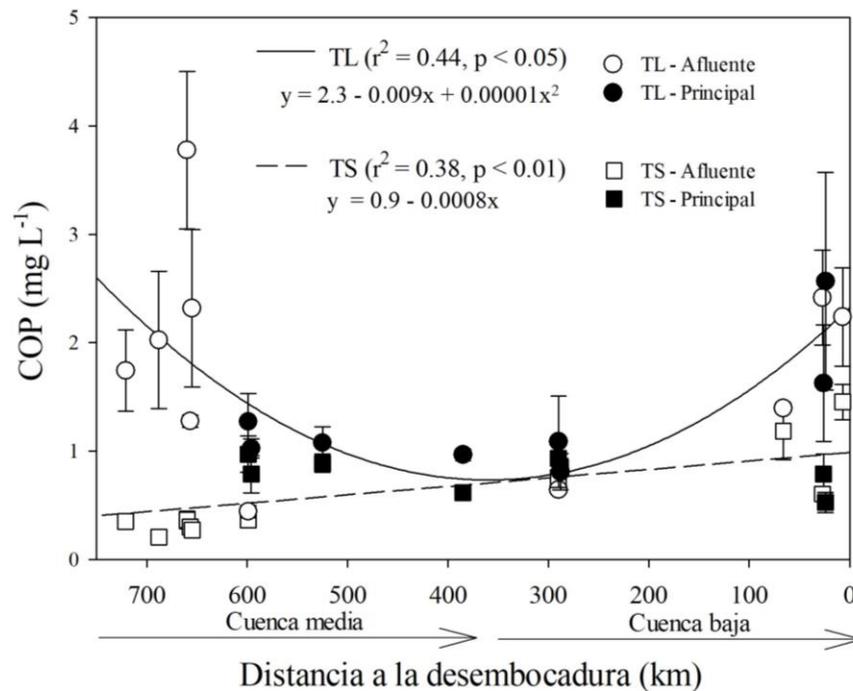


FIG. 28 VARIACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE CARBONO ORGÁNICO PARTICULADO (\pm D.E) EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

El % COP (contenido en los SST) en el río Usumacinta fue menor durante la TL ($2.9 \pm 2.0\%$) y varió entre 1.3% y 8.0%. Los valores más altos se observaron en las estaciones del río Tzendales (M4), La Pasión (M7) y San Pedro (B1), en las cuales la turbidez fue baja y la concentración de SST mínima ($<16 \text{ mg L}^{-1}$; Fig. 19, Tabla 4). En la TL no se observó un patrón de variación longitudinal en el % COP desde la cuenca media hasta la desembocadura en la TL ($p > 0.05$).

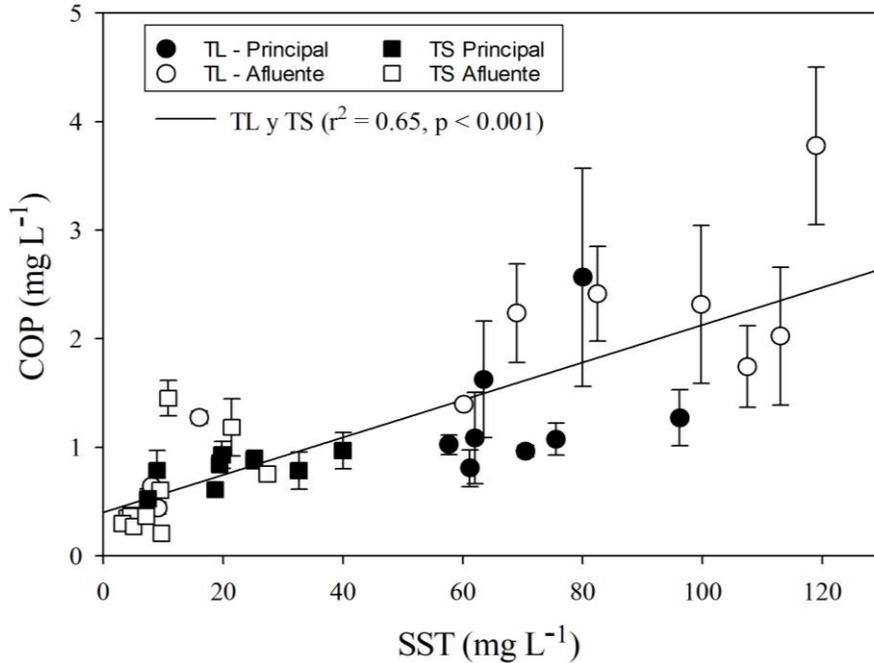


FIG. 29 VARIACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE COP (\pm D.E) CON RESPECTO A LOS SST EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluentes).

Durante la TS el % COP fue \pm 3% (entre 2 y 13%). Se observó un patrón de variación desde la cuenca media hacia la desembocadura que se ajustó a una función cuadrática ($r^2 = 0.48$, $p < 0.005$; Fig. 30; Anexo 4). Los valores de % COP más altos en la TS se presentaron en el río Ixcán (M1), Lacantún (M3), Tzendales (M4), Usumacinta en Tres Brazos (B5) y San Pedro-San Pablo (B8), estaciones cuya concentración de SST fue muy baja (<10 mg L⁻¹; Fig. 19; Tabla 4).

El % COP en los SST es estadísticamente diferente entre las dos temporadas ($U = 55$, $p < 0.001$) y tiene una relación inversa con el caudal ($r = -0.5$, $p < 0.001$). En el tramo estudiado del río Usumacinta, la variación que explica el 60% de la varianza del % COP y los SST se ajustó a una función logarítmica (Fig. 31, Anexo 4).

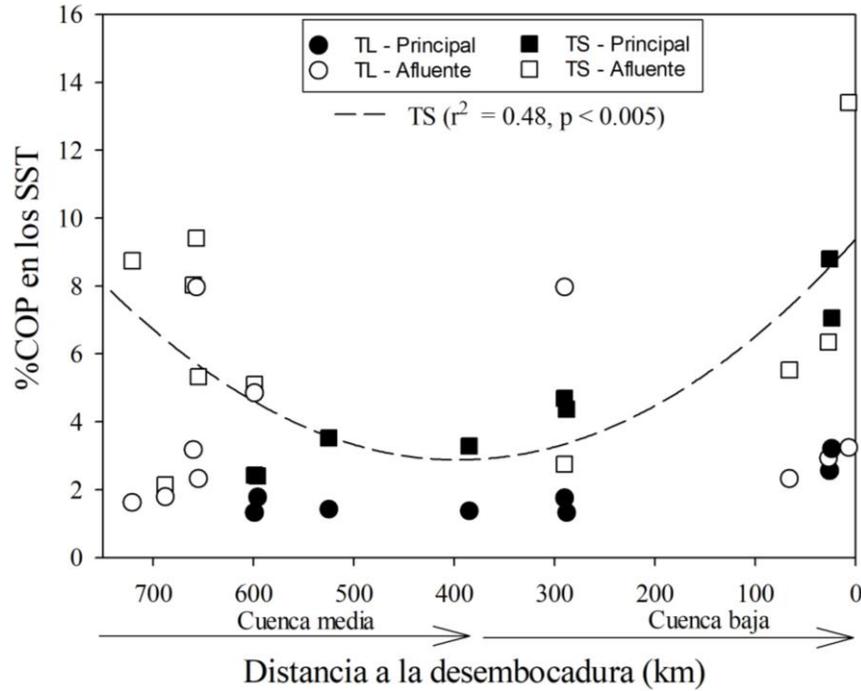


FIG. 30 VARIACIÓN DEL % COP EN LOS SST (\pm D.E) EN LA CUENCA DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

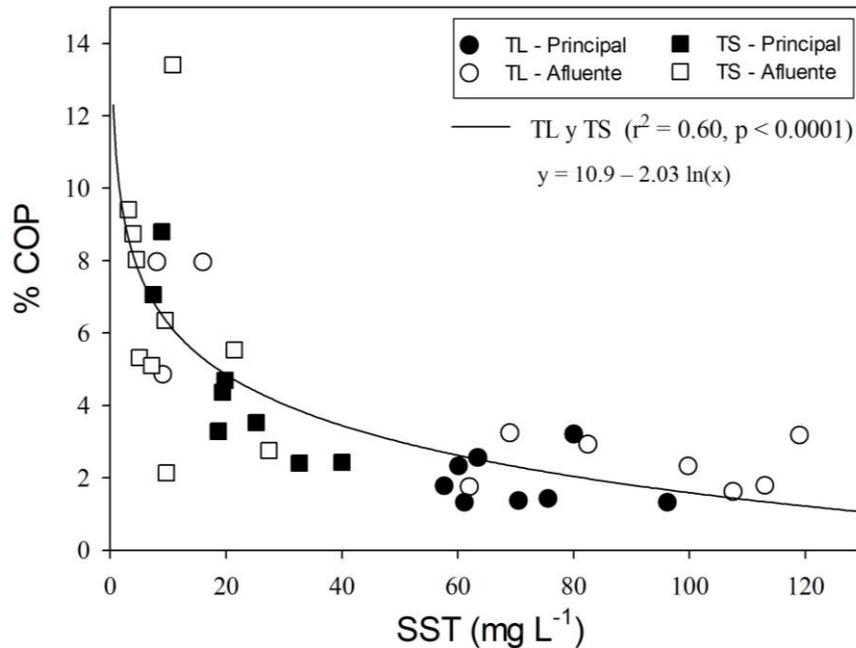


FIG. 31 VARIACIÓN DEL CONTENIDO DE C PARTICULADO EN LOS SST (% COP) EN LA CUENCA DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

En el río Usumacinta, la proporción COP/Clor-a fluctuó entre 107 y 10,362 ($\sim 1,464 \pm 2,605$), con valores mayores durante la TL y una tendencia de disminución hasta la desembocadura de manera lineal, tanto en la TL ($r^2 = 0.34$, $p < 0.05$), como en TS ($r^2 = 0.51$, $p < 0.001$; Fig. 32). Lo anterior se asocia a la mayor concentración de Clor-a en las estaciones cercanas a la costa (Fig. 21). La prueba Mann-Whitney mostró una diferencia significativa de COP/Clor-a entre la TL y la TS ($U = 69$, $p < 0.005$).

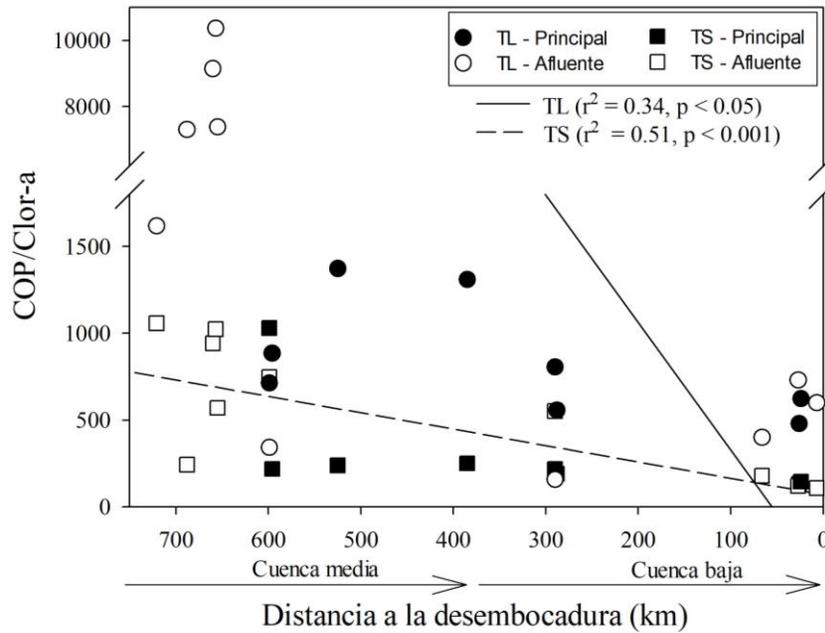


FIG. 32 VARIACIÓN DEL COEFICIENTE COP/CLOR-A EN LA CUENCA DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

7.2.3 Carbono Orgánico Total (COT)

La concentración de COT (COD + COP) durante la TL varió de $2.67 \pm 0.07 \text{ mg L}^{-1}$ en el río Tzendales (M4) hasta un máximo de $9.14 \pm 0.50 \text{ mg L}^{-1}$ en el río San Pedro-San Pablo (B8), con un promedio de $5.01 \pm 1.84 \text{ mg L}^{-1}$. Los datos a lo largo de la cuenca no siguen una distribución normal ($W = 0.88$, $p = 0.03$) y se observaron diferencias significativas entre las estaciones ($U = 171$, $p < 0.001$). Se encontró una correlación positiva con la temperatura ($r = 0.75$, $p < 0.001$), la Clor-a ($r = 0.71$, $p < 0.001$), el OD ($r = -0.66$, $p < 0.01$), el pH ($r = -0.6$, $p < 0.01$) y con la distancia a la desembocadura ($r = -0.62$, $p < 0.01$). La concentración de COT presentó una tendencia similar al COD con un incremento aguas abajo ($r^2 = 0.47$, $p < 0.01$; Fig. 33, Tabla 11).

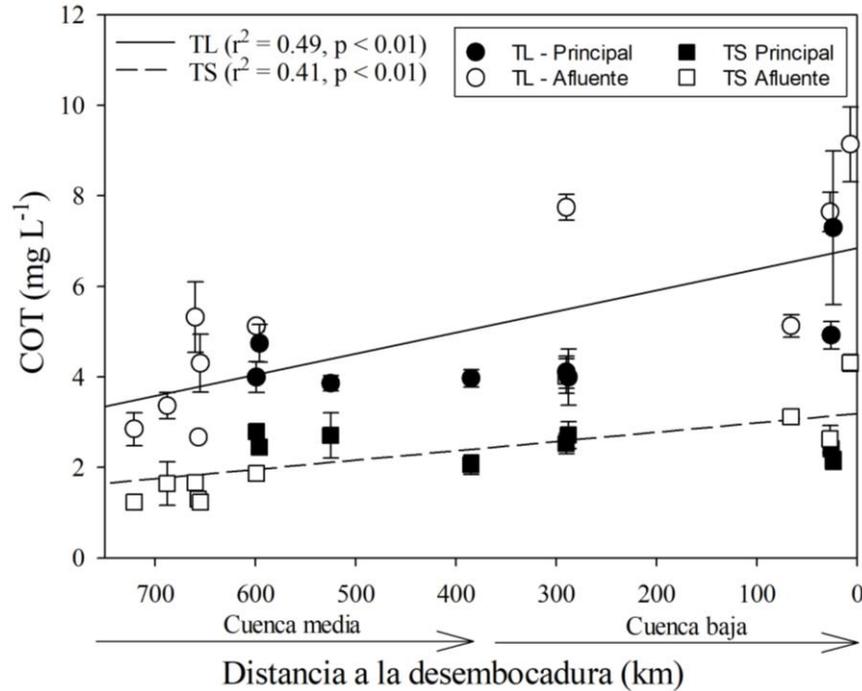


FIG. 33 VARIACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE CARBONO ORGÁNICO TOTAL (\pm D.E) EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

La concentración de COT para la TS fue menor ($2.38 \pm 0.86 \text{ mg L}^{-1}$) y se presentaron valores máximos en el río San Pedro-San Pablo (B8; $4.31 \pm 0.19 \text{ mg L}^{-1}$) y mínimos en la confluencia del río Lacantún con el Tzendales (M5; $1.23 \pm 0.06 \text{ mg L}^{-1}$). La serie muestra una distribución normal ($W = 0.93$, $p = 0.20$) con diferencias significativas entre las estaciones de muestreo ($t = 11.6$, $p < 0.001$). Durante la época de estiaje, el COT presentó correlaciones significativas con los SST ($r = 0.77$, $p < 0.001$), la Clor-a ($r = 0.75$, $p < 0.001$), el OD ($r = -0.53$, $p < 0.05$) y la distancia a la desembocadura ($r = -0.7$, $p < 0.001$) siguiendo la misma tendencia de incremento lineal aguas abajo ($r^2 = 0.41$, $p < 0.01$; Tabla 11; Fig. 33). Existen diferencias estadísticamente significativas del COT entre la TL y la TS ($H = 19$, $p < 0.001$).

La fracción de C_{Org} más abundante en el río Usumacinta fue la disuelta (COD), con un porcentaje $\sim 66 \pm 17\%$ (29 a 92%) del COT en la TL, y el $\sim 72 \pm 7\%$ (62 a 87%) en la TS. El % COD no se ajustó a una variación longitudinal ($p > 0.1$) en ninguna temporada de muestreo (Fig. 34, izquierda). Sin embargo, presentó una correlación significativa con los SST en la TL ($r = -0.77$, $p < 0.001$) y en la TS ($r = -0.5$, $p < 0.05$). Por tal motivo, el % COD se ajusta a una regresión cuadrática con respecto a los SST en ambas temporadas, con una tendencia de reducción de la

cantidad de COD (<50%) cuando los SST incrementaron (>100 mg L⁻¹), principalmente durante la TL en las estaciones del río Lacantún (M1, M2, M3 y M5; Fig. 34, derecha, Anexo 4).

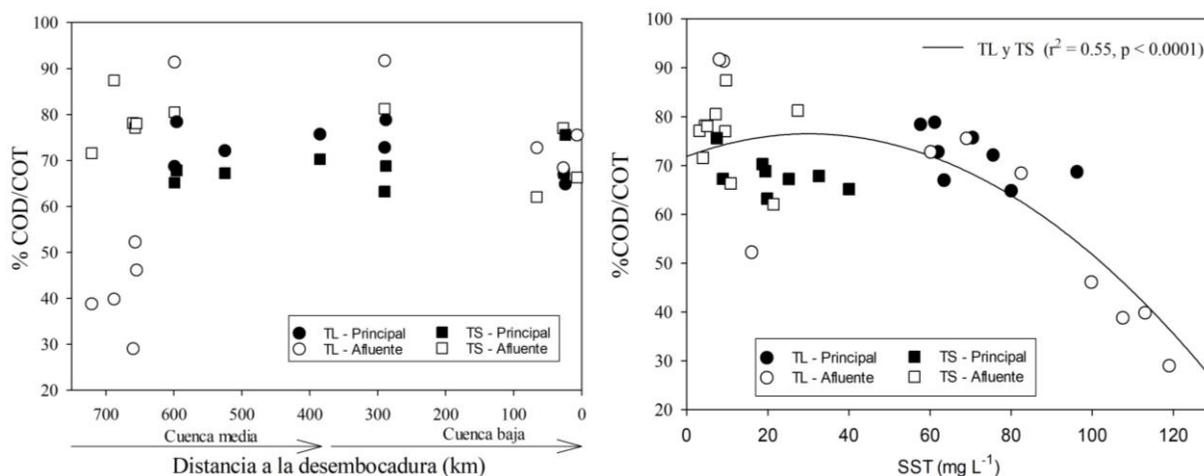


FIG. 34 VARIACIÓN DEL PORCENTAJE DE COD EN EL RÍO USUMACINTA CON RESPECTO A LA DISTANCIA A LA DESEMBOCADURA (IZQUIERDA) Y A LOS SST (DERECHA) DURANTE LA TL Y TS.

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluyente).

Durante la TL en las estaciones del río Lacantún (M3 y M5) y los afluentes Ixcán (M1), Chajul (M2) y Tzendales (M4) el COP fue la fracción dominante, mientras que, en la TS esa proporción cambió, dominando la fracción disuelta (Fig. 35, izquierda, Anexo 4). En las estaciones de la cuenca media (M6-M10) y cuenca baja (B1-B8), la proporción COD/COP fue >1, tanto para la TL (1.84–11.07) como para la TS (1.64–4.33), lo cual indica que el C disuelto es la principal fracción transportada. El río La Pasión y el río San Pedro (M7 y B1) presentaron los valores más altos de COD en relación con la fracción particulada.

La proporción COD/COP no fue diferente estadísticamente entre la TL y TS ($U = 142, p > 0.05$) y no presentó una variación longitudinal ($p > 0.05$) desde la cuenca media hasta la desembocadura en ninguna temporada de muestreo (Fig. 35, izquierda). Sin embargo, en la TL la proporción COD/COP tuvo una tendencia de disminución con respecto al incremento de los SST ($r^2 = 0.59, p < 0.001$) y se correlacionó con la temperatura ($r = 0.55, p < 0.05$), el OD ($r = -0.6, p < 0.05$), el pH ($r = -0.6, p < 0.05$), la turbidez y los SST ($r = -0.77, p < 0.001$). En la TS la proporción COD/COP no presentó una tendencia de ajuste con respecto a los SST ($p > 0.05$; Fig. 35), aunque sí una correlación significativa con la Clor-a ($r = -0.4, p < 0.005$).

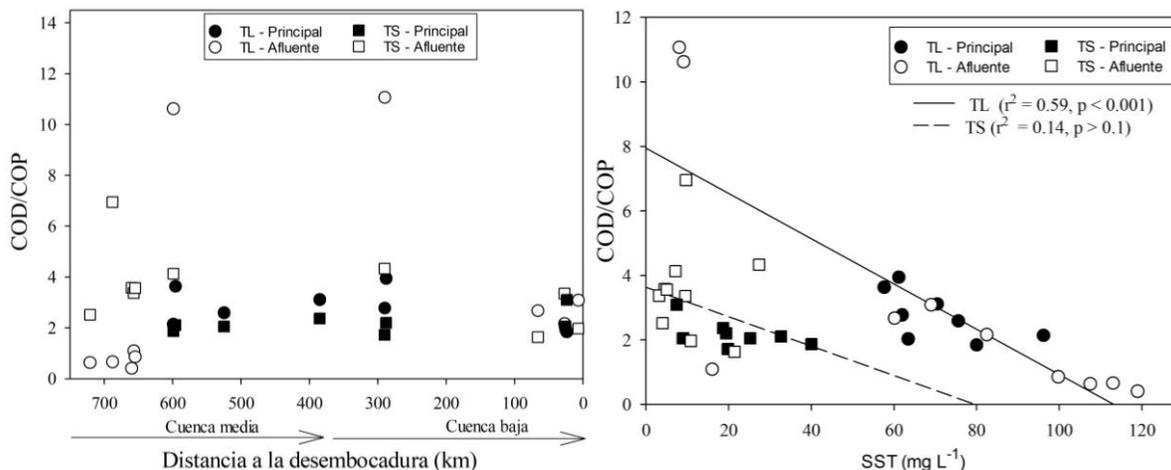


FIG. 35 VARIACIÓN DE LA PROPORCIÓN COD/COP EN EL RÍO USUMACINTA CON RESPECTO A LA DISTANCIA A LA DESEMBOCADURA (IZQUIERDA) Y A LOS SST (DERECHA) DURANTE LA TL Y TS.

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

7.3 CARBONO INORGÁNICO

7.3.1 Carbono Inorgánico Disuelto (CID)

Durante la TL la concentración promedio de CID fue de $30.1 \pm 5.2 \text{ mg L}^{-1}$, con un valor mínimo en el río Chajul (M2; 22.9 mg L^{-1}) y máximo en el río Tzendales (M4; 47.2 mg L^{-1}). Los datos no registraron una distribución normal ($W = 0.761$, $p < 0.001$) y se observaron diferencias significativas entre las medias de las estaciones (t -test, $t = 10.9$, $p < 0.001$). Solamente apareció una correlación positiva del CID solamente con la K_{25} ($r = 0.74$, $p < 0.001$). Para la TS la concentración promedio de CID fue mayor ($33.1 \pm 7.0 \text{ mg L}^{-1}$), con valores máximos en el río La Pasión (M7; 48.3 mg L^{-1}) y mínimos en el río Chajul (M2; 15.6 mg L^{-1} ; Tabla 11; Fig. 36). El CID para esta temporada sigue una distribución normal a lo largo de la cuenca ($W = 0.95$, $p = 0.43$) y todas las estaciones de muestreo fueron estadísticamente diferentes entre sí ($t = 20.08$, $p < 0.001$). Durante esta época de menor precipitación se encontró una correlación positiva del CID con la temperatura ($r = 0.66$, $p < 0.01$).

La concentración de CID en ambas temporadas fue estadísticamente diferente ($H = 6.56$, $p < 0.01$) y no se ajustó a un patrón de variación longitudinal ($p > 0.1$; Fig. 36); además, con un intervalo de confianza del 95% para el promedio de los datos ($n = 36$), los valores de CID fluctuaron en un rango de 29.9 a 31.7 mg L^{-1} donde los valores extremos, tanto máximos como

mínimos se registraron en las estaciones del río Chajul (M2), Tzendales (M4) y La Pasión (M7), todos en la cuenca media (Tabla 11). Usando el conjunto de datos para ambas temporadas, el CID mostró una correlación positiva con la temperatura ($r = 0.5$, $p < 0.001$), así como negativas con los SST ($r = -0.41$, $p < 0.05$) y la turbidez ($r = -0.39$, $p < 0.05$). El CID en el cauce principal del río Usumacinta no presentó una correlación significativa con el caudal ($p > 0.05$).

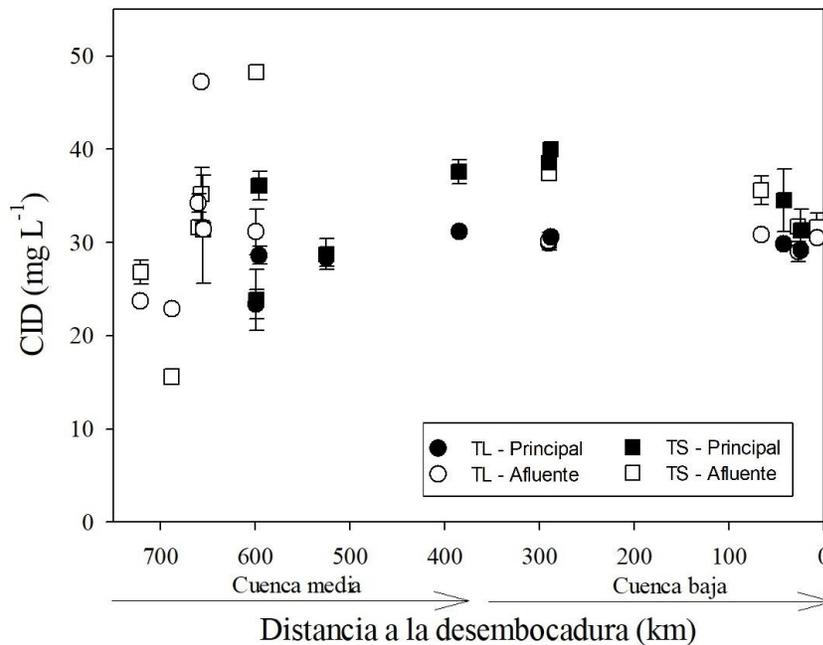


FIG. 36 VARIACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE CARBONO INORGÁNICO DISUELTO EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y LA DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

Durante la TL la proporción media CID/COD fue menor (11.7 ± 7.7 versus 21.4 ± 7.7 en la TL y TS, respectivamente) con las estaciones a la desembocadura mostrando una proporción más baja (San Pedro-San Pablo; Fig. 37, Anexo 4). La proporción CID/COD en la TL se correlacionó con la temperatura ($r = -0.88$, $p < 0.001$), el OD ($r = 0.89$, $p < 0.001$), el pH ($r = 0.89$, $p < 0.001$), la concentración de Clor-a ($r = -0.86$, $p < 0.001$) y la distancia a la desembocadura ($r = 0.75$, $p < 0.001$), presentando una tendencia de disminución longitudinal ($r^2 = 0.4$, $p < 0.01$; Fig. 37).

En la TS el CID sigue también una tendencia significativa de disminución longitudinal hacia la desembocadura, aunque el porcentaje de varianza explicado es muy bajo ($r^2 = 0.19$, $p < 0.05$; Fig. 37, Anexo 4). En la TS la proporción CID/COD se correlacionó con la concentración de Clor-a ($r = -0.55$, $p < 0.05$) y los SST ($r = -0.55$, $p < 0.05$). La proporción CID/COD es diferente de manera significativa entre ambas temporadas (Mann-Whitney, $U = 50$, $p < 0.001$).

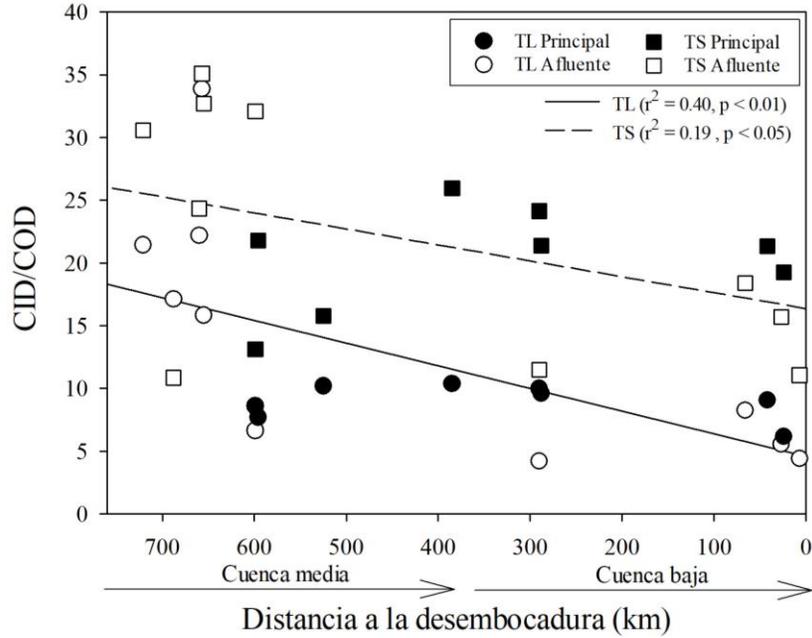


FIG. 37 VARIACIÓN DE LA PROPORCIÓN CID/COD CON RESPECTO A LA DISTANCIA A LA DESEMBOCADURA EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TL Y TS.

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

La relación inversa entre CID/COD y la concentración de Clor-a, fue más evidente en la TL ($r^2 = 0.68$, $p < 0.001$) que en la TS ($r^2 = 0.28$, $p < 0.001$; Fig. 38, izquierda). Usando los datos del cauce principal, la proporción CID/COD en ambas temporadas fue dependiente del pH y se ajusta a un incremento lineal ($r^2 = 0.49$, $p < 0.05$; Fig. 38, derecha) en relación con la capacidad de amortiguación del pH del sistema carbonatos.

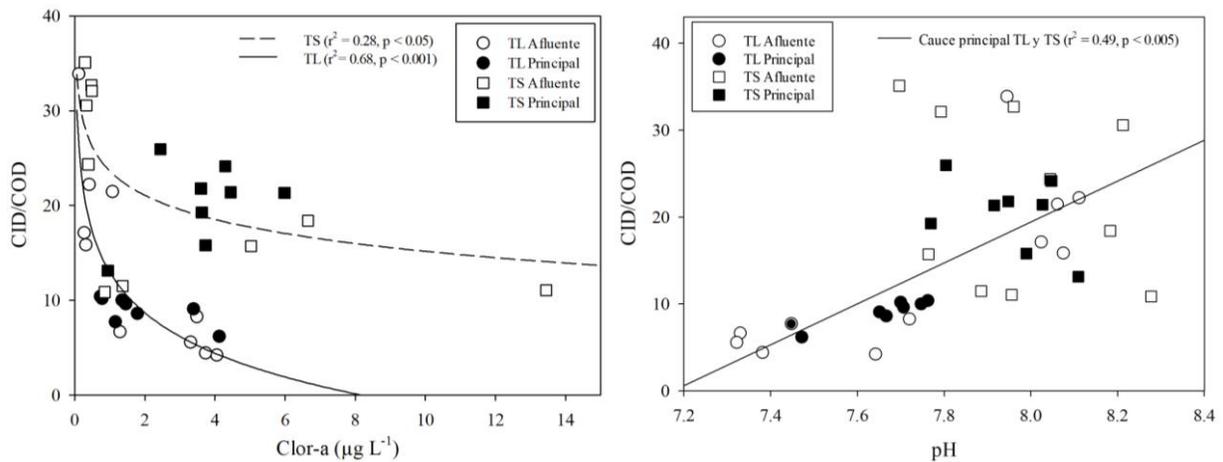


FIG. 38 VARIACIÓN DE LA PROPORCIÓN CID/COD CON RESPECTO A LA CONCENTRACIÓN DE CLOR-A (IZQUIERDA) Y AL pH (DERECHA) EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TL Y TS.

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

7.3.2 Carbono Inorgánico Particulado (CIP)

La concentración promedio de CIP fue mayor en la TL ($0.67 \pm 0.49 \text{ mg L}^{-1}$) y menor en la TS ($0.17 \pm 0.09 \text{ mg L}^{-1}$), con diferencias estadísticamente significativas entre las dos temporadas ($U = 28, p < 0.001$). Durante la TL el valor máximo ($1.51 \pm 0.38 \text{ mg L}^{-1}$) se registró en el río Chajul (M1) y el mínimo en el río La Pasión (M7; $0.09 \pm 0.06 \text{ mg L}^{-1}$). Se observaron correlaciones del CIP con el COD ($r = -0.53, p < 0.001$) y con el CID ($r = -0.71, p < 0.05$), pero también con la temperatura ($r = -0.57, p < 0.005$), OD ($r = 0.58, p < 0.05$), pH ($r = 0.53, p < 0.05$), turbidez ($r = 0.72, p < 0.001$) y SST ($r = 0.78, p < 0.001$). El CIP presentó una tendencia de disminución río abajo ($r^2 = 0.29, p < 0.05$; Tabla 11, Fig. 39).

Por el contrario, para la TS el valor máximo de CIP se presentó en la estación Jonuta (B4; $0.4 \pm 0.08 \text{ mg L}^{-1}$), que corresponde a la bifurcación del río Usumacinta hacia el río San Pablo-San Pedro, mientras que el mínimo fue de $0.05 \pm 0.04 \text{ mg L}^{-1}$ en el río Ixcán (M1).

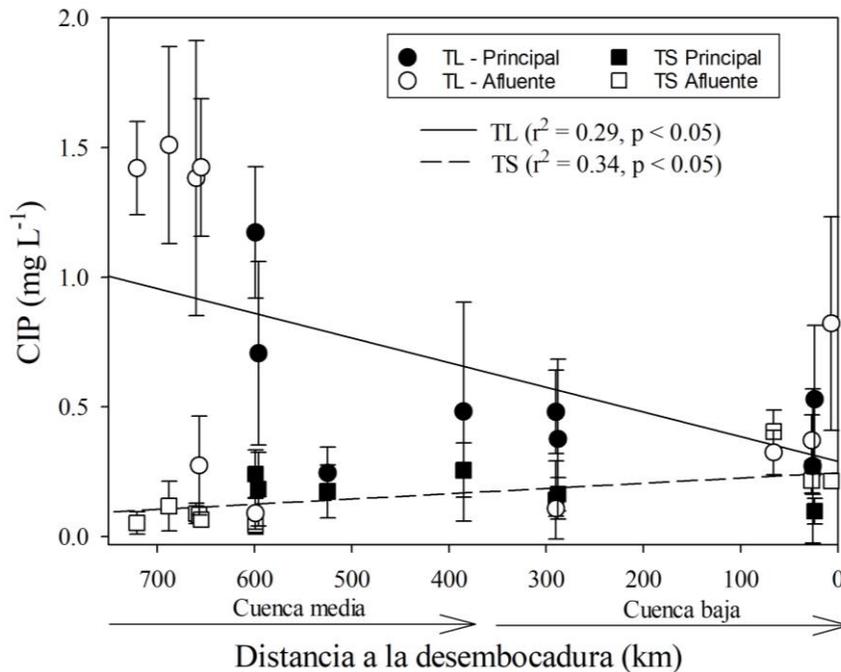


FIG. 39 VARIACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE CARBONO INORGÁNICO PARTICULADO (\pm D.E) EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y LA DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

El CIP en la época de estiaje presentó una correlación negativa con la distancia a la desembocadura ($r = -0.61, p < 0.01$; Fig. 39), con los valores más bajos registrados en la subcuenca del río Lacantún (M1, M2, M3, M4, M5), posiblemente debido al ingreso mínimo de

material alóctono en esta temporada, como SST y COP (Fig. 19 y 28). Del mismo modo, la fracción CIP presentó correlaciones altas con el COD ($r = 0.78$, $p < 0.001$), el COP ($r = 0.69$, $p < 0.01$), los SST ($r = 0.71$, $p < 0.001$) y el OD ($r = -0.48$, $p < 0.05$).

La concentración de CIP no fue relacionada con la variación del caudal del río en ninguna temporada ($p > 0.05$), pero, presenta el mismo patrón de variación que los SST (Fig. 29 y 40).

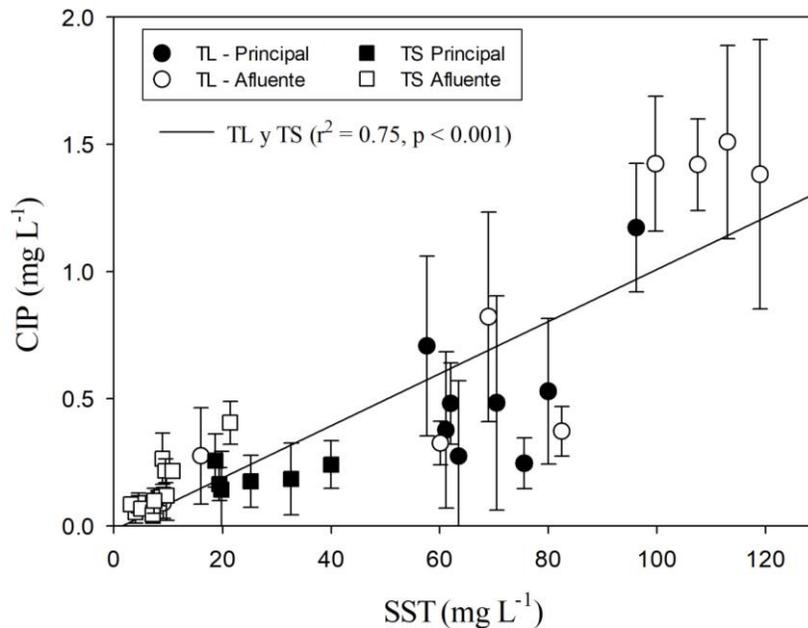


FIG. 40 VARIACIÓN DE CARBONO INORGÁNICO PARTICULADO (\pm D.E) EN EL RÍO USUMACINTA CON RESPECTO A LOS SST DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y LA DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas de los afluentes (Afluente).

7.3.3 Carbono Inorgánico Total (CIT)

La concentración de CIT (CID + CIP) durante la TL varió de 24.4 ± 0.5 mg L⁻¹ en el río Chajul (M1) hasta un valor máximo de 47.5 ± 0.4 mg L⁻¹ en el río Tzendales (M4), con un promedio total de 30.8 ± 5.0 mg L⁻¹. En la TS el CIT promedio fue ligeramente mayor (33.3 ± 7.0 mg L⁻¹), de 15.7 ± 0.2 mg L⁻¹ en el río Chajul (M1) a 48.3 ± 0.3 mg L⁻¹ en el río La Pasión (M7). El CID fue la fracción dominante del CIT en el río Usumacinta, con un porcentaje medio de $97.7 \pm 1.8\%$ durante las lluvias y de $99.5 \pm 0.3\%$ en la época de estiaje. Las dos fracciones de CIT tuvieron una dinámica estacional opuesta: mientras que el CID disminuye durante la TL, el CIP aumenta y viceversa, en la TS, excepto en las estaciones del río Lacantún.

TABLA 11 CONCENTRACIÓN DE LAS FRACCIONES QUÍMICAS DE C EN LAS ESTACIONES DEL RÍO USUMACINTA MEDIDOS DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y TEMPORADA DE SECAS (TS).

Código	COD (mg L ⁻¹)		COP (mg L ⁻¹)		COT (mg L ⁻¹)		CID (mg L ⁻¹)		CIP (mg L ⁻¹)		CIT (mg L ⁻¹)	
	TL	TS	TL	TS	TL	TS	TL	TS	TL	TS	TL	TS
M1	1.10	0.88	1.74	0.35	2.85	1.23	23.69	26.84	1.42	0.05	25.11	26.89
	0.01	0.02	0.38	0.05	0.36	0.07	0.23	1.26	0.18	0.04	0.41	1.30
M2	1.34	1.44	2.02	0.21	3.36	1.64	22.91	15.59	1.51	0.12	24.41	15.71
	0.34	0.49	0.63	0.01	0.29	0.48	0.11	0.15	0.38	0.10	0.49	0.25
M3	1.54	1.30	3.78	0.36	5.32	1.66	34.25	31.64	1.38	0.09	35.63	31.73
	0.60	0.10	0.73	0.08	0.78	0.07	0.99	0.21	0.53	0.04	1.52	0.25
M4	1.39	1.00	1.27	0.30	2.67	1.30	47.19	35.19	0.27	0.08	47.47	35.27
	0.07	0.18	0.06	0.02	0.07	0.15	0.17	2.85	0.19	0.01	0.36	2.87
M5	1.98	0.96	2.32	0.27	4.30	1.23	31.41	31.38	1.42	0.07	32.84	31.45
	0.06	0.11	0.73	0.02	0.64	0.06	5.82	0.56	0.27	0.01	6.09	0.57
M6	2.72	1.82	1.27	0.97	3.96	2.79	23.38	23.83	1.17	0.24	24.55	24.07
	0.15	0.22	0.26	0.17	0.34	0.16	1.54	3.25	0.25	0.09	1.80	3.34
M7	4.68	1.50	0.44	0.36	5.12	1.87	31.13	48.27	0.09	0.06	31.22	48.33
	0.22	0.21	0.05	0.05	0.11	0.13	2.47	0.29	0.06	0.03	2.53	0.32
M8	3.72	1.66	1.02	0.79	4.74	2.44	28.63	36.11	0.71	0.18	29.34	36.29
	0.49	0.23	0.09	0.17	0.42	0.16	0.94	1.51	0.35	0.14	1.30	1.65
M9	2.78	1.82	1.07	0.89	3.86	2.71	28.34	28.76	0.25	0.17	28.58	28.93
	0.26	0.51	0.15	0.09	0.17	0.50	0.93	1.67	0.10	0.10	1.03	1.78
M10	3.00	1.45	0.96	0.61	3.97	2.06	31.16	37.58	0.48	0.26	31.64	37.84
	0.13	0.32	0.05	0.03	0.19	0.22	0.28	1.31	0.42	0.10	0.70	1.41
B1	7.11	3.26	0.64	0.75	7.75	4.02	29.91	37.44	0.11	-	30.01	37.44
	0.32	0.40	0.04	0.02	0.29	0.38	0.44	0.50	0.03	-	0.47	0.50
B2	3.02	1.60	1.09	0.93	4.14	2.53	30.16	38.58	0.48	0.14	30.64	38.72
	0.16	0.08	0.42	0.12	0.35	0.22	0.95	0.05	0.16	0.15	1.11	0.20
B3	3.18	1.87	0.81	0.85	4.04	2.71	30.59	39.96	0.38	0.16	30.97	40.12
	0.59	0.41	0.17	0.08	0.62	0.30	0.14	0.71	0.31	0.07	0.44	0.77
B4	3.73	1.94	1.40	1.18	5.13	3.12	30.80	35.61	0.32	0.40	31.12	36.01
	0.06	0.12	0.02	0.26	0.08	0.14	0.0	1.51	0.09	0.08	0.09	1.60
B5	3.30	1.62	1.62	0.79	4.92	2.41	29.86	34.52	0.27	0.26	30.14	34.78
	0.26	0.30	0.54	0.18	0.41	0.14	0.26	3.37	0.30	0.10	0.56	3.48
B6	5.23	2.02	2.42	0.60	7.65	2.63	29.04	31.74	0.37	0.22	29.41	31.96
	0.35	0.29	0.44	0.07	0.43	0.30	1.07	0.06	0.10	0.05	1.16	0.11
B7	4.73	1.62	2.57	0.52	7.30	2.15	29.17	31.27	0.53	0.10	29.70	31.37

	0.70	0.22	1.00	0.09	1.70	0.19	0.19	2.26	0.29	0.05	0.47	2.31
B8	6.90	2.86	2.24	1.45	9.14	4.31	30.50	31.61	0.82	0.21	31.32	31.83
	0.87	0.52	0.46	0.16	0.50	0.19	0.13	1.55	0.41	0.01	0.54	1.56
Promedio	3.42	1.70	1.59	0.68	5.01	2.38	30.12	33.11	0.67	0.17	30.78	33.26
D.E	1.77	0.60	0.84	0.34	1.81	0.86	5.20	6.99	0.49	0.09	5.03	6.99
Máximo	7.11	3.26	3.78	1.45	9.14	4.31	47.19	48.27	1.51	0.40	47.47	48.33
Mínimo	1.10	0.88	0.44	0.21	2.67	1.23	22.91	15.59	0.09	0.05	24.41	15.71

En todas las variables el promedio se presenta en el primer renglón y la desviación estándar en el segundo renglón.

7.4 CARBONO TOTAL (CT)

La concentración de CT calculada a partir de la sumatoria de las especies químicas disueltas y particuladas ($CT = COD + COP + CID + CIP$) muestra la importancia de la litología de la cuenca del Usumacinta en la exportación de C. La fracción de CID fue la dominante en ambas temporadas de muestreo, seguida del COD, COP y finalmente CIP ($CID > COD > COP > CIP$) (Fig. 41 y 42, Anexo 5). Esto concuerda con la amplia cobertura de rocas carbonatadas existente en la cuenca media y baja.

El promedio de CT durante la TL fue $35.8 \pm 5.2 \text{ mg L}^{-1}$ y fluctuó entre 27.8 mg L^{-1} (Chajul, M1) y 50.1 mg L^{-1} (Tzendales, M4). El CID fue la principal fracción de CT transportada en todas las estaciones (porcentaje promedio de $\sim 84 \pm 4\%$ del C total, entre 75 y 94%), seguido del COD (promedio de $\sim 9.5 \pm 4.5\%$, entre 3 y 19%), mientras que las fracciones particuladas representan un porcentaje menor. Sin embargo, en las estaciones de la subcuenca del río Lacantún, las fracciones particuladas fueron más importantes que el COD en el río Ixcán (M1) y en el río Chajul (M2; $CID > COP > CIP > COD$); y que el CIP en el río Lacantún (M3) y la confluencia con el río Tzendales (M5; $CID > COP > COD > CIP$; Fig. 41, Anexo 5). En la TL, el CT solamente presentó una correlación significativa con la K_{25} ($r = 0.78$, $p < 0.001$).

Durante la TS el promedio de CT fue ligeramente superior a la TL ($35.6 \pm 7.2 \text{ mg L}^{-1}$), con máximos en el río La Pasión (M7; $\sim 50.2 \text{ mg L}^{-1}$), y mínimos en el río Chajul (M2; $\sim 17.4 \text{ mg L}^{-1}$). Nuevamente, la especie dominante de C fue el CID, con un porcentaje promedio del C total de $\sim 92.7 \pm 2.6\%$ (entre 87 y 96%), seguido del COD con $\sim 4.9\% \pm 1.8\%$ (entre 3 y 7.9%). De manera similar que en la TL, las fracciones particuladas representaron un porcentaje menor (promedio de $1.9 \pm 0.9\%$ para el COP y $\sim 0.5 \pm 0.3\%$ para el CIP; Fig. 42, Anexo 5).

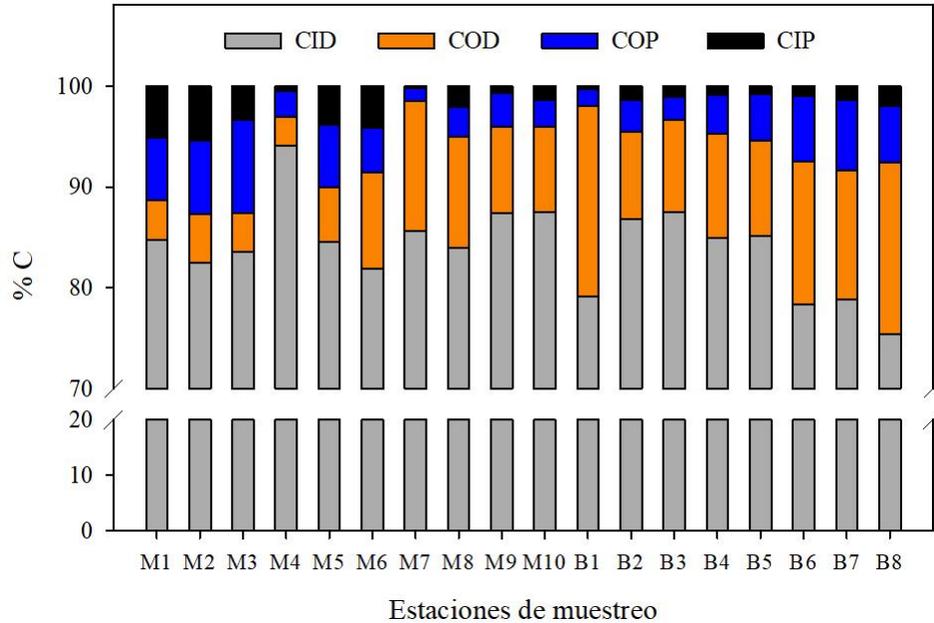


FIG. 41 VARIACIÓN DEL PORCENTAJE DE LAS ESPECIES QUÍMICAS DE C EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS.

La fracción inorgánica del C fue dominante en todo el sistema fluvial durante la TL y TS, aunque la orgánica fue creciendo hacia la desembocadura (M4 *versus* B8; Fig. 41 y 42). El CT en ambas temporadas de muestreo presentó correlaciones significativas con la temperatura ($r = 0.4$, $p < 0.05$), la K_{25} ($r = 0.44$, $p < 0.001$) y el CID ($r = 0.81$, $p < 0.001$), pero el CT no mostró una tendencia significativa con la distancia a la desembocadura ($p > 0.05$).

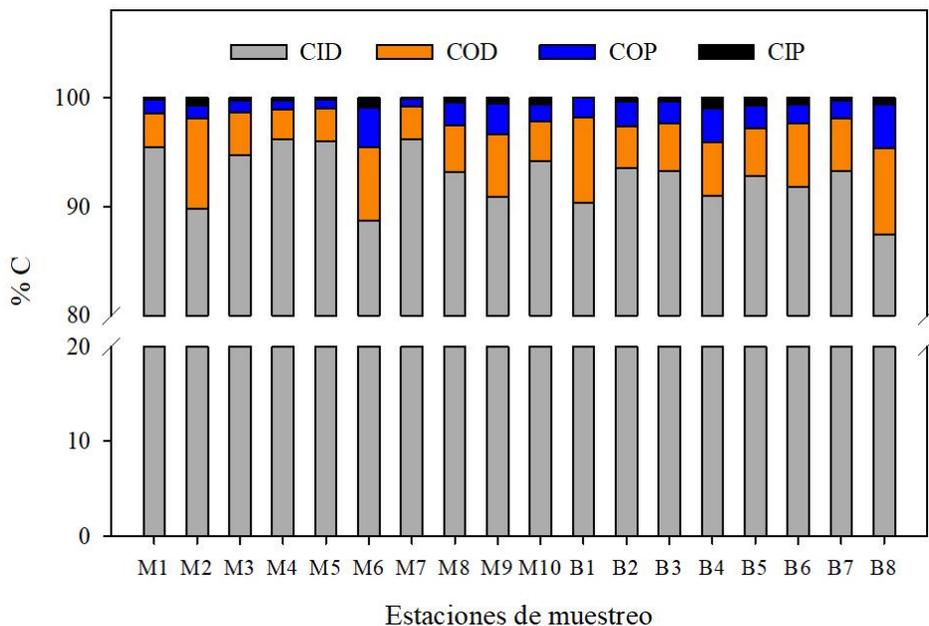


FIG. 42 VARIACIÓN DEL PORCENTAJE DE LAS ESPECIES QUÍMICAS DE C EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE SECAS.

7.5 FLUJOS DE CARBONO EN LA CUENCA DEL RÍO USUMACINTA

7.5.1 Flujos de Carbono Orgánico

Los flujos de COT (FCOT) y de cada fracción (COD, COP) no presentaron una distribución normal en ninguna temporada de muestreo, por lo cual se aplicó la prueba de Kruskal-Wallis de una vía en rangos (ANOVA) para determinar si existen diferencias significativas de los flujos en la TL y TS. Los resultados muestran que todas las fracciones transportadas tuvieron una diferencia estadísticamente significativa entre las dos temporadas: COT ($H = 15.8$, $p < 0.001$), COD ($H = 14.1$, $p < 0.001$) y COP ($H = 13.2$, $p < 0.001$), mostrando la dinámica hidrológica contrastante del sistema Usumacinta. Los flujos de COD, COP y COT mostraron una correlación alta con el caudal ($r = 0.9$, $p < 0.001$), lo cual demuestra que la exportación del C está muy condicionada por la variabilidad y disponibilidad de agua, más que por la concentración de cada fracción de C.

Durante la TL el FCOT medio fue de $1,032 \pm 956 \text{ t d}^{-1}$, dos órdenes de magnitud mayor que durante la TS ($93 \pm 84 \text{ t d}^{-1}$). Espacialmente, el FCOT incrementa desde la estación del río Chixoy (M6) -mayor aportante- ($898 \pm 77 \text{ t d}^{-1}$) y los tributarios Lacantún (M5) y La Pasión (M7) hasta el cauce principal en Boca del Cerro (M10), donde el FCOT alcanza el valor máximo de la cuenca media ($2,047 \pm 99 \text{ t d}^{-1}$). Posteriormente, debido a que el río Usumacinta en la cuenca baja se bifurca (río Palizada y San Pedro-San Pablo) y se dispersa en meandros (sistema de redes y planicies de inundación), el caudal se reduce (Fig. 11, Tabla 2) y por ende el FCOT disminuyó (~44% en la estación del río Usumacinta en Tres Brazos (M5) con respecto a Boca del Cerro (M10)) en una distancia de ~343 km siguiendo el cauce. En este trayecto, el río Usumacinta atraviesa dos humedales de gran extensión (La Libertad, 1,774 ha y el Sistema Lagunar Catazajá, 1,764 ha) y los Pantanos de Centla (302,706 ha; Anexo 3) que podrían actuar como sumideros de COT. El aporte del río Grijalva (B6) cerca de la desembocadura aumentó sustancialmente el FCOT (~66%) en la TL (Fig. 43, Tabla 12, Anexo 7).

El FCOT máximo en la TS se midió en la confluencia del río San Pedro con el río Usumacinta (B3; $253 \pm 46 \text{ t d}^{-1}$) y el valor mínimo en el río Tzendales (M4; $2 \pm 0.3 \text{ t d}^{-1}$). En esta temporada, el FCOT se correlacionó inversamente con la distancia a la desembocadura ($r = -0.57$, $p < 0.05$) y se ajustó a una función polinómica de segundo orden ($r^2 = 0.42$, $p < 0.05$; Fig. 43). El río Chixoy (M6) es el que transportó mayor COT ($98 \pm 6 \text{ t d}^{-1}$) y se observó una tendencia de incremento del

FCOT desde los tributarios hasta un valor máximo registrado en Frontera Corozal (M9; 215 ± 40 t d⁻¹). Posteriormente, cuando el cauce atraviesa por el Parque Nacional Sierra del Lacandón (margen derecha río abajo), el FCOT disminuyó un 20% en M10 a pesar del incremento del caudal (Tabla 3). Aguas abajo, en la estación B3 (confluencia del río Usumacinta y río San Pedro) se registró un aumento del FCOT debido al aporte del río San Pedro (B1; 25 ± 2 t d⁻¹). El FCOT disminuyó ~20% entre las estaciones M10 (Boca del Cerro) y B5 (Tres Brazos) del cauce principal, lo cual representa un porcentaje menor de almacenamiento de COT en comparación con la TL. Entre las estaciones B3 (FCOT máximo) y B5, por el contrario, el FCOT disminuye un 45% en una distancia de ~262 km, revelando nuevamente la importancia de la planicie de inundación y la zona de humedales en la dinámica del transporte de COT. De manera similar que en la TL, en la TS, la descarga del río Grijalva (B7) incrementó el FCOT hacia el GMx un 27%, un porcentaje menor al que ocurre durante la TL (~66%; Anexo 7).

Durante la TL el aporte de COT del río Grijalva (B6) fue 1.5 veces mayor ($\sim 1,730 \pm 97$ t d⁻¹) que el del río Usumacinta (B5; $\sim 1,116 \pm 95$ t d⁻¹). Sin embargo, en la TS el FCOT del río Usumacinta (B5) fue mayor ($\sim 141 \pm 8$ t d⁻¹) que del río Grijalva (B6; $\sim 117 \pm 13$ t d⁻¹).

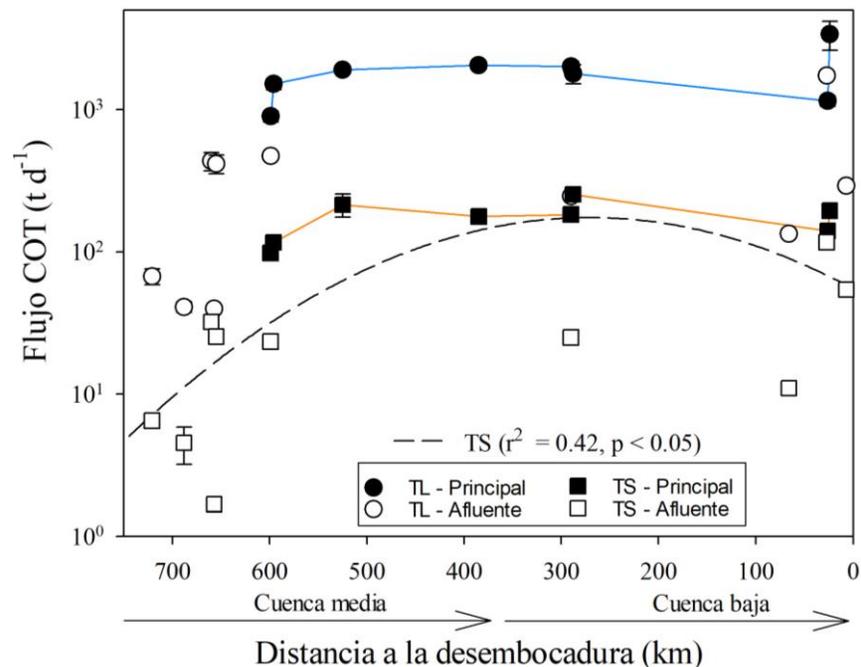


FIG. 43 VARIACIÓN DEL FLUJO DE CARBONO ORGÁNICO TOTAL (FCOT; \pm D.E) EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y LA DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas (TL = línea azul, TS = línea naranja) de los afluentes (Afluente).

El FCOD y el FCOP presentaron una tendencia longitudinal similar, es así que, durante la TL no se ajustaron a una variación con respecto a la distancia a la desembocadura ($p > 0.05$), mientras que en la TS, los flujos presentaron un incremento en la cuenca media y posterior disminución aguas abajo, con un porcentaje de varianza bajo ($r^2 = 0.41$ y 0.43 , $p < 0.05$; Fig. 44, Tabla 12).

El FCOD tuvo un promedio de $728 \pm 678 \text{ t d}^{-1}$ en la TL y de $65 \pm 57 \text{ t d}^{-1}$ durante la TS. Espacialmente, aumentó hasta un valor máximo en Boca del Cerro (M10; $1,549 \pm 69 \text{ t d}^{-1}$) y aguas abajo, se redujo hasta Tres Brazos (B5; $772 \pm 61 \text{ t d}^{-1}$). En este trayecto, el FCOD disminuyó un 50% en la TL y 25% en la TS (Fig. 44, izquierda, Anexo 8). Durante la TL el transporte de COD del río Grijalva (B6; $1,183 \pm 80 \text{ t d}^{-1}$) fue mayor que el FCOD del río Usumacinta (B5; $772 \pm 62 \text{ t d}^{-1}$), mientras que, en estiaje, el FCOD del río Usumacinta ($95 \pm 17 \text{ t d}^{-1}$ *versus* $90 \pm 13 \text{ t d}^{-1}$) fue superior. La descarga final del COD hacia el GMx fue ~13 veces mayor en la TL ($2,419 \pm 351 \text{ t d}^{-1}$) en comparación con la TS ($183 \pm 27 \text{ t d}^{-1}$).

El FCOP promedio durante la TL fue de $302 \pm 298 \text{ t d}^{-1}$, mientras que en la TS fue $28 \pm 27 \text{ t d}^{-1}$, con un incremento de entre ~4 (San Pedro-San Pablo, B8) y ~49 (Tzendales, M4) veces más, durante la TL (Fig. 44, derecha, Tabla 12, Anexo 9). El FCOP en el cauce principal (entre Boca del Cerro, M10 y Tres Brazos, B5) disminuyó ~25% en la TL y ~13% en la TS. El río Grijalva (B6) tuvo un aporte mayor de FCOP en la TL ($546 \pm 99 \text{ t d}^{-1}$) en comparación con la TS ($27 \pm 3 \text{ t d}^{-1}$; Anexo 9).

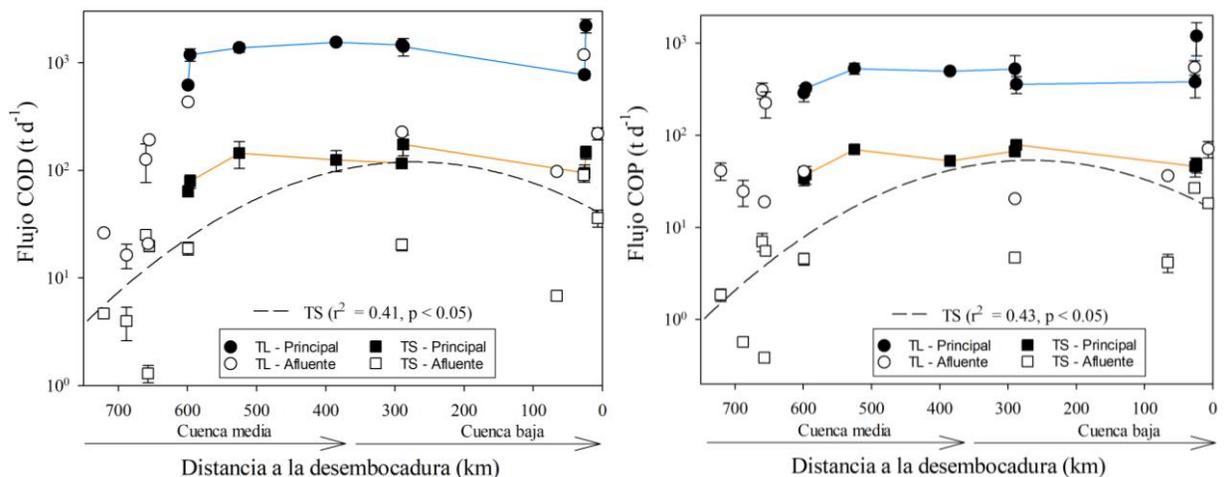


FIG. 44 VARIACIÓN DEL FLUJO DE CARBONO ORGÁNICO DISUELTTO (FCOD; IZQUIERDA) Y PARTICULADO (FCOP; DERECHA) (\pm D.E) EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TL Y TS.

El cauce principal (Principal) se diferencia (TL = línea azul, TS = línea naranja) de los afluentes (Afluente).

Es necesario recalcar que el FCOD y FCOP en ambas desembocaduras (B7 + B8), pueden aumentar hasta ~13 y ~19 veces más en la TL, respectivamente. La variación estacional también es importante debido a que durante la TL los flujos máximos de COT, COD y COP en toda la cuenca se presentaron en la confluencia del río Usumacinta con el río Grijalva (B7), a pesar de tener un caudal menor que la estación Boca del Cerro (M10; Tabla 3). Mientras tanto, en la TS, el valor máximo de flujo de cada fracción se presentó en la confluencia del río Usumacinta con el río San Pedro (B3; mayor caudal medido) y disminuye hasta la desembocadura.

7.5.2 Flujo de Carbono Inorgánico

El flujo de CID (FCID) promedio durante la TL fue de $\sim 6,265 \pm 5,745 \text{ t d}^{-1}$. No se presentó una tendencia longitudinal del FCID en esta temporada (Fig. 45), aunque sí una correlación significativa con el Q ($r = 0.98$, $p < 0.001$). El FCID en la TL mostró un incremento desde el río Chixoy (M6; $5,301 \pm 350 \text{ t d}^{-1}$) hasta un máximo global en Boca del Cerro (M10; $16,073 \pm 143 \text{ t d}^{-1}$), posteriormente, en el trayecto del cauce principal (entre Boca del Cerro, M10 y Tres Brazos, B5) disminuyó ~57% (Fig. 45, Anexo 10).

Durante la TS, el FCID promedio fue de $1,318 \pm 1,220 \text{ t d}^{-1}$. Los datos mostraron una correlación significativa con el Q ($r = 0.98$, $p < 0.001$) y con el OD ($r = -0.55$, $p < 0.05$) pero no se ajustaron a un patrón de variación con respecto a la desembocadura ($p > 0.05$). El FCID disminuyó en ~38% entre Boca del Cerro (M10) y Tres Brazos (B5).

El efecto de la estacionalidad es menor para el FCID, debido a que solamente se incrementa entre ~2.4 (San Pedro-San Pablo, B8) y ~15.4 (Tzendales, M4) veces más, durante los eventos de mayor precipitación (Tabla 12, Fig. 45, Anexo 10). Existe una diferencia significativa ($U = 66$, $p = 0.003$) del flujo de CID entre ambas temporadas.

En la TL, el FCID del río Usumacinta (B5, $\sim 6,989 \text{ t d}^{-1}$) fue similar al del río Grijalva (B6; $\sim 6,567 \text{ t d}^{-1}$), mientras que, en la TS, el río Usumacinta (B5) mostró un mayor aporte de CID ($\sim 2,018 \text{ t d}^{-1}$ *versus* $\sim 1,416 \text{ t d}^{-1}$) en comparación con el río Grijalva (B6). Por otro lado, a diferencia de lo encontrado con las fracciones orgánicas de C, teniendo en cuenta la descarga del río Usumacinta hacia el GMx a través de ambas desembocaduras (B7 y B8), el FCID no presentó gran variabilidad estacional puesto que en la TL fue apenas ~4.5 veces mayor que en la TS ($\sim 14,528 \pm 91 \text{ t d}^{-1}$ *versus* $3,228 \pm 224 \text{ t d}^{-1}$).

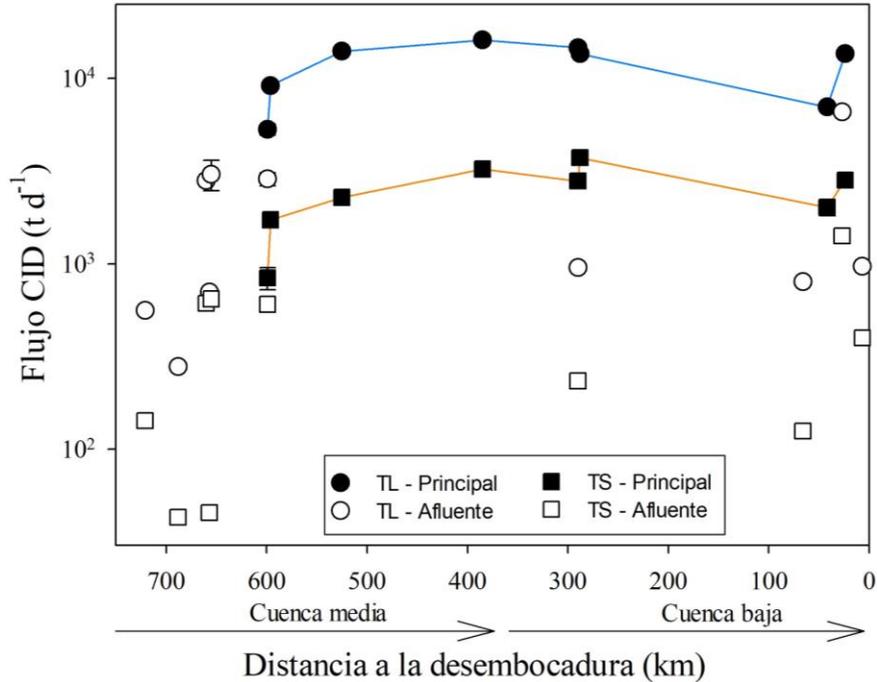


FIG. 45 VARIACIÓN DEL FLUJO DE CARBONO INORGÁNICO DISUELTO (FCID) EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y LA DE SECAS (TS).

El cauce principal (Principal) se diferencia en ambas temporadas (TL = línea azul, TS = línea naranja) de los afluentes (Afluente).

TABLA 12 FLUJO DE C EN LAS ESTACIONES DEL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y TEMPORADA DE SECAS (TS).

Clave	FLUJO COD		FLUJO COP		FLUJO COT		FLUJO CID	
	(t d ⁻¹)		(t d ⁻¹)		(t d ⁻¹)		(t d ⁻¹)	
	TL	TS	TL	TS	TL	TS	TL	TS
M1	26.1	4.7	41.2	1.9	67.3	6.5	560.4	142.6
	0.3	0.1	8.9	0.3	8.6	0.4	5.4	6.7
M2	16.3	4.0	24.7	0.6	41.0	4.5	279.2	43.1
	4.2	1.4	7.7	0.0	3.5	1.3	1.3	0.4
M3	126.4	25.1	309.3	7.0	435.7	32.1	2,804.7	611.5
	49.5	1.9	59.5	1.6	64.2	1.4	81.1	4.1
M4	20.8	1.3	19.0	0.4	39.8	1.7	703.8	45.6
	1.0	0.2	0.8	0.0	1.0	0.2	2.6	3.7
M5	192.0	19.8	224.4	5.6	416.4	25.4	3,041.2	647.3
	5.5	2.3	70.5	0.5	62.1	1.2	563.8	11.6

TABLA 12. CONTINUACIÓN

Clave	FLUJO COD		FLUJO COP		FLUJO COT		FLUJO CID	
	(t C d ⁻¹)		(t C d ⁻¹)		(t C d ⁻¹)		(t C d ⁻¹)	
	TL	TS	TL	TS	TL	TS	TL	TS
M6	617.0	64.1	288.3	34.2	898.4	98.3	5,301.6	840.7
	33.6	7.6	58.1	5.9	76.9	5.8	350.1	114.6
M7	431.0	18.8	40.6	4.6	471.6	23.4	2,864.8	604.3
	20.1	2.6	5.0	0.7	10.5	1.6	227.0	3.6
M8	1,184.8	79.2	326.3	37.5	1,511.1	116.7	9,128.6	1,726.0
	155.6	11.2	28.6	8.2	132.5	7.5	301.1	72.1
M9	1,373.2	144.3	530.7	70.3	1,904.0	214.6	13,992.6	2,278.6
	127.3	40.3	73.5	6.8	83.9	39.8	458.9	132.6
M10	1,549.0	124.8	497.7	52.8	2,046.8	177.7	16,073.4	3,240.4
	68.9	27.9	27.8	2.8	98.8	18.6	143.0	112.7
B1	226.7	20.4	20.5	4.7	247.2	25.1	954.2	233.6
	10.3	2.5	1.2	0.1	9.2	2.4	13.9	3.1
B2	1,461.8	115.9	526.4	67.4	2,007.4	183.3	14,617.0	2,798.2
	75.4	5.9	203.6	8.9	169.8	16.3	460.4	3.3
B3	1,412.1	174.3	358.0	79.0	1,790.8	253.3	13,565.5	3,728.7
	261.9	38.1	74.9	7.5	274.7	27.9	60.7	66.0
B4	97.3	6.8	36.4	4.2	133.7	11.0	803.4	125.5
	1.6	0.4	0.4	0.9	2.0	0.5	0.0	5.3
B5	771.8	94.6	380.0	46.0	1,151.8	140.6	6,988.9	2,018.0
	61.5	17.3	125.7	10.7	95.1	7.9	60.6	197.3
B6	1,183.5	90.2	546.3	26.9	1,729.7	117.1	6,567.6	1,416.4
	79.6	13.0	98.8	2.9	97.4	13.2	241.2	2.7
B7	2,198.8	146.9	1,192.9	47.5	3,391.8	194.4	13,557.9	2,830.2
	323.6	20.3	466.6	8.3	788.8	17.4	86.9	204.6
B8	219.7	36.0	71.2	18.3	290.9	54.3	970.4	398.5
	27.7	6.5	14.5	2.1	15.9	2.3	4.1	19.6
Promedio	737.4	65.1	304.2	28.3	1,043.6	93.3	6,265.3	1,318.3
D.E	689.7	57.5	298.3	26.9	967.5	83.7	5,745.6	1,220.6
Máximo	2,198.8	174.3	1,192.9	79.0	3,391.8	253.3	16,073.4	3,728.7
Mínimo	16.3	1.3	19.0	0.4	39.8	1.7	279.2	43.1

El promedio se presenta en el primer renglón y la desviación estándar en el segundo renglón

7.6 VARIABILIDAD HIDROLÓGICA Y FLUJO DE C

De acuerdo con los datos de aforo registrados en Boca del Cerro (M10; CONAGUA, 2019) y contando con las campañas de muestreo realizadas en la temporada de post-lluvias (octubre 2017) y secas (abril 2018), se construyó el hidrograma comprendido entre julio 2017 y julio 2018 que se muestra en la Fig. (46). El caudal promedio para este periodo fue de $2,456 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y varió entre $678 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (08/mayo/2018) y $6,722 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (30/octubre/2017). Este valor máximo registrado para la TL está por encima del promedio y puede presentarse con un periodo de retorno entre cinco y diez años (CONAGUA, 2012); se asocia a la presencia de frentes fríos (N° 4 al 7), canales de baja presión en el occidente del GMx y, en menor medida, por el paso de la tormenta tropical *Ramón* (CONAGUA, 2017). Además, se presentó un caudal elevado ($>3,000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) entre el 31 de enero y 13 de febrero de 2018 que superó al promedio histórico para la temporada de secas (Fig. 46); este aumento se explica por la presencia de dos frentes fríos (N° 27 y 28) que generaron un incremento de la precipitación en el sureste del país (CONAGUA, 2018a). En resumen, el caudal registrado en Boca del Cerro (M10) en la TL ($5,970 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) es el doble del promedio histórico para la temporada de mayor precipitación ($\sim 2,851 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), mientras que el caudal en la TS ($998 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) resultó similar al Q histórico ($1,055 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

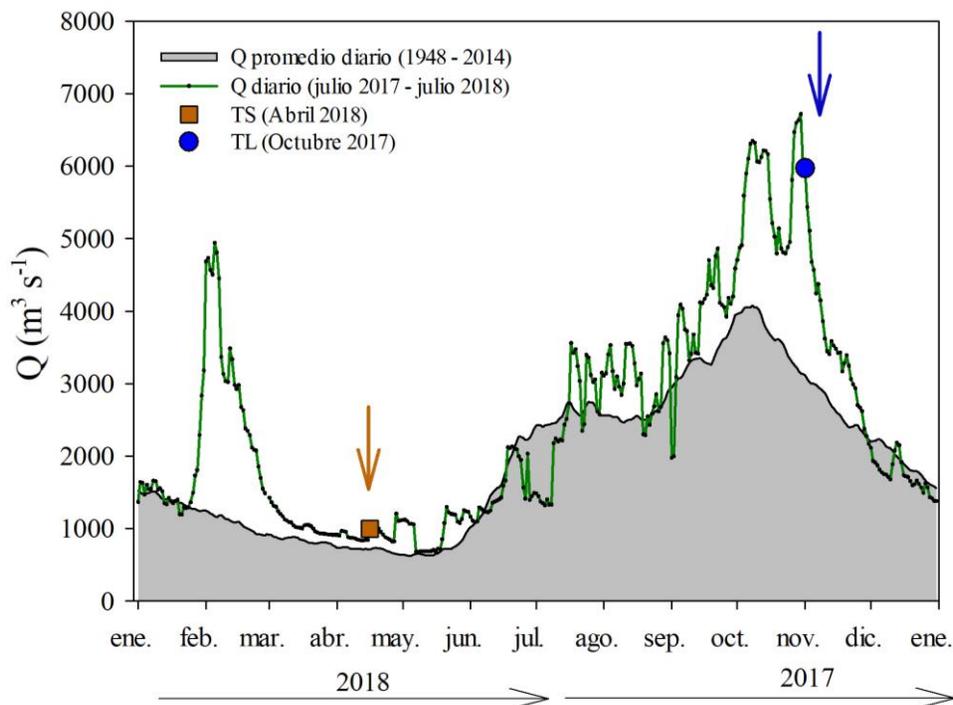


FIG. 46 VARIACIÓN DEL CAUDAL PROMEDIO DIARIO HISTÓRICO (1948-2014) Y DEL CAUDAL 2017 (TL) – 2018 (TS) MEDIDO EN LA ESTACIÓN HIDROMÉTRICA BOCA DEL CERRO, TABASCO.

7.6.1 Estimación del flujo anual de C hacia el Golfo de México

El flujo total de COD estimado en Boca del Cerro (M10) fue de $\sim 194.3 \times 10^3$ t C año⁻¹ para el periodo de estudio (2017-2018), con un rendimiento de 4.1 ± 0.3 t C km² año⁻¹. Este valor es superior al promedio calculado a partir del caudal histórico, pero está dentro del rango tanto para el flujo (51.5×10^3 a 355.8×10^3 t año⁻¹) como para el rendimiento (1.1 a 7.5 t C km² año⁻¹), según los caudales históricos máximos y mínimos disponibles (Fig. 47, Tabla 13). El FCOP ($\sim 66.1 \times 10^3$ t año⁻¹) y el rendimiento del transporte de la fracción orgánica particulada (1.4 ± 0.1 t C km² año⁻¹) son menores y representan apenas $\sim 30\%$ del transporte de COT; es decir, el FCOD anual es tres veces mayor que el FCOP. La principal fracción transportada fue el CID con un promedio estimado de $2,752.8 \times 10^3$ t año⁻¹, lo cual genera un rendimiento según el área de drenaje de ~ 57.7 t C km² año⁻¹ (entre 14.7 t C km² año⁻¹ y 97.8 t C km² año⁻¹; Tabla 13, Fig. 46).

TABLA 13 ESTIMACIÓN DEL FLUJO DE C EN LA ESTACIÓN HIDROMÉTRICA BOCA DEL CERRO (M10) PARA EL PERIODO DE ESTUDIO (2017-2018) Y PARA LOS CAUDALES HISTÓRICOS (1948-2014)

		PERIODO (2017-2018)				HISTÓRICO (1948-2014)		
		Flujo t d ⁻¹		Flujo x10 ³ t C año ⁻¹	Rendimiento t C km ² año ⁻¹	Flujo x10 ³ t C año ⁻¹	Rendimiento t C km ² año ⁻¹	
		TL	TS					
FCOD	Prom	1,549	125	194.3	4.1	Prom ± d. e	157.1 ± 11.4	3.3 ± 0.2
	d.e	69	28	15.0	0.3	(Min-Max)	(51.5 a 355.8)	(1.1 a 7.5)
FCOP	Prom	498	53	66.1	1.4	Prom ± d. e	53 ± 2.9	1.1 ± 0.1
	d.e	28	3	3.6	0.1	(Min-Max)	(17.6 a 120.7)	(0.4 a 2.5)
FCOT	Prom	2,047	178	260.4	5.5	Prom ± d. e	210.1 ± 12.1	4.4 ± 0.3
	d.e	99	19	15.4	0.3	(Min-Max)	(69.2 a 476.5)	(1.5 a 10)
FCID	Prom	16,073	3,240	2,752.8	57.7	Prom ± d. e	2,015 ± 34.5	42.3 ± 0.7
	d.e	143	113	75.9	1.5	(Min-Max)	(699 a 4666.8)	(14.7 a 97.8)

El FCOD medido en cada temporada aumenta ~ 1.5 veces más en las desembocaduras (B7 y B8) en comparación con Boca del Cerro (M10; $2,418$ t d⁻¹ *versus* $1,549$ t d⁻¹ en la TL y 183 t d⁻¹ *versus* 125 t d⁻¹ en la TS). Se observó una reducción del FCOD en el cauce principal hasta Tres Brazos (B5) por la disminución del caudal (sistema de humedales y llanuras de inundación), pero el aporte del río Grijalva (B6) y del río San Pedro-San Pablo (B8) incrementan el flujo de manera considerable (Fig. 44, Anexo 8).

El FCOP entre Boca del Cerro (M10) y las desembocaduras (B7 y B8), aumentó ~ 2.5 veces más en la TL ($1,264$ t d⁻¹ *versus* 498 t d⁻¹). Sin embargo, debido al efecto de las presas, el transporte de sedimentos y por ende el FCOP debe estar reducido, lo cual se refleja en la TS, en donde el

aporte del río Grijalva (B6) fue mínimo (27 t d⁻¹): el balance (M10 *versus* B7 y B8) muestra un aumento de apenas ~1.2 veces (65.8 t d⁻¹ *versus* 52.8 t d⁻¹) en estiaje (Fig. 44, Anexo 9).

Finalmente, el FCID en las desembocaduras (B7 y B8) fue ligeramente menor que en Boca del Cerro (M10; 14,528 t d⁻¹ *versus* 16,073 t d⁻¹ en la TL y 3,228 t d⁻¹ *versus* 3,240 t d⁻¹ en la TS), lo cual representa una reducción en promedio de ~5% en una distancia de 385 km siguiendo el cauce principal (Tabla 14).

TABLA 14 ESTIMACIÓN DEL FLUJO Y RENDIMIENTO DE C DEL RÍO USUMACINTA EN BOCA DEL CERRO (M10) Y LA DESEMBOCADURA (B7 + B8) HACIA EL GOLFO DE MÉXICO.

	FLUJO DIARIO (t d ⁻¹)				ESTIMACIÓN ANUAL				Li et al. (2017)	
	M10		B7 + B8		M10		B7 + B8		Tg año ⁻¹	t km ² año ⁻¹
	TL	TS	TL	TS	Tg año ⁻¹	t km ² año ⁻¹	Tg año ⁻¹	t km ² año ⁻¹		
FCOD	1,549	125	2,419	183	0.19	4.07 ± 0.31	0.29	1.72 ± 0.13	<0.25	0.5 a 1.0
FCOP	498	53	1,264	66	0.07	1.4 ± 0.07	0.08 a 0.17	0.58 ± 0.03	0.25 a 0.5	2 a 3
FCOT	2,047	178	3,683	249	0.26	5.45 ± 0.32	0.36 a 0.45	2.31 ± 0.13		
FCID	16,073	3,240	14,528	3,229	2.70	57.7 ± 1.6	2.61	24.5 ± 0.7	>2	>3

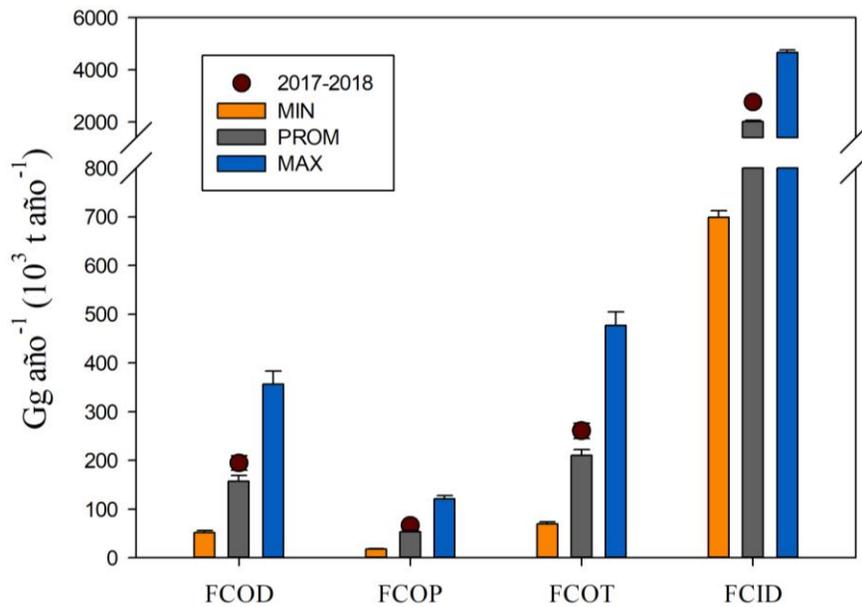


FIG. 47 VARIACIÓN DEL FLUJO DE C PARA EL PERIODO 2017-2018 Y EL HISTÓRICO EN EL RÍO USUMACINTA (1948-2014) CALCULADO EN LA ESTACIÓN HIDROMÉTRICA BOCA DEL CERRO.

8 DISCUSIÓN

8.1 VARIABLES AMBIENTALES EN EL RÍO USUMACINTA

8.1.1 Caracterización fisicoquímica

El Q del cauce principal del río Usumacinta disminuye en la cuenca baja por el patrón de drenaje meándrico con abundantes lagunas de contacto, y cauces activos y abandonados en la planicie de inundación, además, debido a la bifurcación del cauce principal hacia el río Palizada y hacia el río San Pedro-San Pablo (Yáñez-Arancibia et al., 2009).

La disminución longitudinal del OD en ambas temporadas (Fig. 14), se puede atribuir a que en la cuenca media los procesos de re-aireación y turbulencia continua son mayores, mientras que en la cuenca baja la velocidad de la corriente es menor y la temperatura de la columna de agua es mayor (menor difusión a mayor temperatura; Likens, 2009). Del mismo modo, debido al ingreso de la cuña salina en las estaciones cercanas a la desembocadura (TS), se genera una mayor concentración de sales y por lo tanto la disolución de OD es menor (Likens, 2009).

El promedio de la K_{25} de la TS fue aproximadamente el doble del valor reportado en lluvias; esto se puede asociar a que probablemente, durante la estacionalidad de mayor precipitación (alto escurrimiento) se genera un efecto de disolución de los iones presentes. Mientras tanto, en la época de estiaje la esorrentía es baja y las sales pueden estar bastante concentradas por el balance de precipitación y evaporación de la cuenca (Likens, 2009).

La turbidez se atribuyó parcialmente al incremento del aporte de sedimentos terrígenos y también está relacionada con la mayor velocidad de la corriente capaz de transportar materiales del mismo canal (Dudgeon, 2008). De manera general, los eventos de caudales elevados generan incremento de la turbidez y limitación de la PP (Dudgeon, 2008). Por el contrario, durante el estiaje, la turbidez puede aumentar debido a la acumulación de sedimentos o biomasa acuática porque la velocidad del cauce es menor (Battin et al., 2008). La subcuenca del río San Pedro (B1) presentó la turbidez más baja en la TL, y se explica porque drena principalmente por rocas calcáreas y tiene una débil carga de material en suspensión (0.2 millones de m^3 año⁻¹) (West et al., 1976). En los sistemas estuarinos como sucede en el río San Pedro-San Pablo (B8), la mayor producción de fitoplancton se presentó en los periodos de estiaje, incrementando así el material particulado (Dudgeon, 2008). Debido a la influencia de la cuña salina en la TS, se generó una

acumulación de partículas que flocculan y tienen mayores tiempos de residencia que durante los eventos de mayor precipitación (Battin et al., 2008), por lo que, la concentración de material suspendido aumentó con la profundidad y es máxima al fondo debido a una estratificación salina y resuspensión de sedimentos por acción de la marea (Bianchi, 2007).

La variación estacional influye en el ORP, aunque sólo disminuye ~60 mV en un gradiente de 0 a 30 °C (Likens, 2009). La temperatura no sería un parámetro importante en la variación del potencial de oxidación-reducción, pero afecta a otros procesos como la actividad metabólica y el consumo de oxígeno, que pueden disminuir el ORP hasta ~300 mV (Likens, 2009). En todas las estaciones de muestreo dominaron los procesos de oxidación (300–500 mV; Likens, 2009) y se mantendrá alto mientras no exista anoxia.

8.1.1 Concentración y Flujo de Sólidos Suspendidos Totales (SST)

La concentración de SST en un río depende de varios factores como el tipo y uso de suelo (cobertura vegetal), la topografía, la precipitación y las diversas actividades antrópicas en la cuenca de drenaje (p.ej., deforestación, represas). La capacidad de transporte de materiales en suspensión del lecho del río es mayor durante los caudales elevados, esto se asocia al incremento de la turbulencia y la velocidad del agua (Dudgeon, 2008); además, los eventos de precipitación incrementan la erosión del suelo y el transporte de sedimentos por escorrentía en la cuenca de drenaje. Según Muñoz-Salinas et al. (2016) las tormentas ciclónicas durante la estación húmeda en la cuenca del sistema Grijalva-Usumacinta promueven el arrastre de grandes volúmenes de sedimentos debido a episodios de alta erosión alrededor de la cuenca como resultado de flujos hiper-concentrados (>5% de sedimentos en volumen) y turbios.

Según Muñoz-Salinas y Castillo (2015) el transporte de sedimentos promedio de la RH-30 Grijalva-Usumacinta hacia el GMx es de $150 \text{ t km}^{-2} \text{ año}^{-1}$, que corresponde a un área de drenaje de $\sim 112,000 \text{ km}^2$ con un caudal de $\sim 2,678 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Los autores mencionan, además, que en los eventos de ENSO (Niño o Niña) el caudal aumenta notablemente, siendo mayor durante La Niña (datos históricos de 1950 a 2006 reportados por CONAGUA en cuatro estaciones de aforo). Por otro lado, Benke y Cushing (2009) mencionan que el río Grijalva tiene una carga de sedimentos mayor que el río Usumacinta debido a las altas tasas de erosión en la cuenca alta; sin embargo, debido a la construcción de represas, el transporte de sedimentos en los últimos años se ha

reducido ~95% (de $24.1 \times 10^6 \text{ t año}^{-1}$ a $1.3 \times 10^6 \text{ t año}^{-1}$) y el efecto es similar o mayor que en otros ríos represados, como el río Nilo (Egipto), Grande (USA), Huanghe-Amarillo (China) o Mississippi (USA; Milliman y Farnsworth, 2011). La carga de sedimentos reportada para el río Usumacinta -datos de la estación hidrométrica Boca del Cerro (M10)- es de $\sim 6.3 \times 10^6 \text{ t año}^{-1}$ (Benke y Cushing, 2009), con un promedio diario de $\sim 17,143 \text{ t d}^{-1}$.

Considerando los valores calculados en este estudio (M10) para la TL ($36,366 \pm 1,179 \text{ t d}^{-1}$) y TS ($1,609 \pm 93 \text{ t d}^{-1}$), el promedio de ambas temporadas ($18,987 \pm 1,271 \text{ t d}^{-1}$) es similar a lo reportado con esos datos históricos, pero se remarca una variación muy considerable entre lluvias y secas. Sin embargo, el flujo de SST medido en el río Grijalva (B6) en la TL ($18,685 \pm 4,871 \text{ t d}^{-1}$) y TS ($424 \pm 90 \text{ t d}^{-1}$) dan un resultado promedio menor ($9,537 \pm 4,961 \text{ t d}^{-1}$) al reportado por Benke y Cushing (2009; $66,121 \text{ t d}^{-1}$), que podría estar corroborando la reducción del transporte de sedimentos por efecto de las presas y reservorios construidos a lo largo de la cuenca (INEGI, 2018). Estos resultados mostrarían que las represas generan un impacto significativo en el transporte y retención de sedimentos en el río Grijalva (~85%), y según mencionan Wohl et al. (2017), las represas son la principal causa de alteración de la dinámica del C a lo largo del río.

8.1.1 Concentración de Clor-a

En los ríos tropicales la densidad mayor del fitoplancton se registra en los periodos de estiaje, debido a que el tiempo de residencia del agua es mayor y la turbidez disminuye (Dudgeon, 2008). En el río Usumacinta se presentó la mayor concentración de Clor-a en la TS, similar a lo reportado en el río Nilo, Egipto y varios tributarios, en los cuales la mayor abundancia de fitoplancton se encontró durante los periodos de menor caudal. (Degens et al., 1991). Sin embargo, en algunas estaciones del río Usumacinta (M7 y B1) los valores mayores de Clor-a ocurrieron en la TL, lo cual puede estar explicado por la mayor turbidez reportada durante la TS en esas estaciones (Tabla 3 y 4).

El aumento lineal de la concentración de Clor-a desde la cuenca media hacia la desembocadura en ambas temporadas en el río Usumacinta (Fig. 21), es similar al observado en el río Tana, Kenia (Tamooh et al., 2013), donde la concentración de Clor-a y la PP incrementan aguas abajo, posiblemente porque en la cuenca alta y media del río Tana la limitación de nutrientes, la temperatura baja y mayor velocidad del cauce reducen la PP, mientras que en la zona baja, la temperatura y el tiempo de residencia son mayores, incrementando así la PP. El continuo

enriquecimiento mediante la importación y retención de nutrientes desde la cabecera del río hacia aguas abajo y el aporte lateral de materia orgánica y la posterior descomposición pueden incrementar la PP (Dudgeon, 2008). Por el contrario, en el río Congo en África central, la concentración de Clor-a disminuye hacia la desembocadura debido al incremento de material suspendido procedente de los tributarios principales y a la mayor profundidad del río (Descy et al., 2017), similar al comportamiento longitudinal de los grandes ríos templados, en los cuales la concentración de Clor-a es mínima en las zonas altas y aumenta hasta la cuenca media donde alcanza un máximo que, disminuye posteriormente aguas abajo debido al incremento de la turbidez, la velocidad y profundidad del cauce, según el CRC (Vannote et al., 1980).

De acuerdo a Reynolds y Descy (1996), en ríos templados de orden medio, bajo condiciones adecuadas (p. ej., estabilidad hidrológica y caudal bajo -mayor tiempo de residencia-, carga de sedimentos mínima, turbidez baja -mayor penetración de luz- y mayor temperatura), el fitoplancton puede contribuir positivamente al metabolismo del C, manteniendo altos niveles de producción fotosintética. Sin embargo, en los tramos más bajos de orden superior, la turbidez hace que disminuya el fitoplancton y la productividad primaria, el metabolismo solo puede ser alimentado por C alóctono.

En la zona baja de algunos ríos tropicales de América del Sur (Amazonas, Orinoco y Paraná), la producción del fitoplancton en el canal del río es baja ($\sim 5 \mu\text{g L}^{-1}$) debido a la limitación de la luz (profundidad eufótica mínima; Lewis et al., 1995); no obstante, los humedales y llanuras de inundación reciben gran cantidad de nutrientes durante los eventos de mayor precipitación (Junk et al., 1989) y son sitios de extensa actividad fitoplanctónica, con concentraciones de Clor-a mayores ($30\text{--}50 \mu\text{g L}^{-1}$; Moreira-Turcq et al., 2013), que pueden ser importados en el río desde las zonas húmedas adyacentes. Debido a que los ríos tropicales se caracterizan por un régimen de flujo estacional contrastante (Syvitski et al., 2014), el incremento de la densidad del fitoplancton se ve afectado, principalmente, por la turbidez y la disponibilidad de luz (Dudgeon, 2008).

8.2 VARIACIÓN TEMPORAL Y ESPACIAL DE C EN EL RÍO USUMACINTA

Los resultados estadísticos mostraron que tanto las variables ambientales (caudal, temperatura, OD, pH, K_{25} , ORP, Clor-a y SST) como las concentraciones de las distintas fracciones de C (COD, COP, COT, CID, CIP y CIT) varían estacionalmente durante la TL y TS, en función de la hidrología del sistema.

El análisis discriminante (AD), que explica el 64% de la varianza en la primera función, indica que el COD, COP, CIP, caudal y SST son claramente diferentes en la TL y la TS, aunque algunas estaciones se desvían de la pauta general de los grupos (M1, M7, B1). La segunda función discriminante explica el 26% de la varianza y se diferencia las estaciones de la cuenca media de las de la cuenca baja, definidas principalmente por la concentración de Clor-a, K_{25} y COD. El CID no muestra un nivel de significancia importante en la agrupación de las estaciones debido a que varía poco temporal y espacialmente.

El AD diferencia 4 grupos, en la TL la cuenca media (cuadrante superior derecho), que se caracteriza de manera general por concentraciones bajas de Clor-a (Fig. 21) y COD (Fig. 26), pero valores altos de COP (Fig. 28) y CIP (Fig. 39). Las estaciones del río Lacantún (M3 y M5) ubicadas en el extremo derecho del polígono, tienen valores más altos de COP. La cuenca baja en la TL, ubicada en el cuadrante inferior derecho, se caracteriza por valores de COD más altos (Fig. 26) y un ligero incremento de COP hacia la desembocadura (Fig. 28); además, la estación B8 (San Pedro-San Pablo) se ubica en el extremo inferior del polígono por su valor más alto de COD y por ende COT.

Para la TS, la K_{25} tiene un peso importante como se identificó en el ACP para esta temporada (Tabla 10, Fig. 24), motivo por el cual se distingue en el cuadrante superior izquierdo la cuenca media, definida por caudales bajos (Fig. 11) y concentraciones mínimas de SST (Fig. 19) y de las fracciones particuladas de C (Fig. 23 y 39); los extremos del polígono son las estaciones que tienen una menor concentración de COD y COP (río Lacantún y afluentes). Finalmente, en el cuadrante inferior izquierdo se agrupan las estaciones cercanas a la desembocadura, con valores máximos de K_{25} en las estaciones influenciadas por la cuña salina (B5, B6, B7 y B8; Fig. 16) y concentraciones de Clor-a mayores (Fig. 21) en comparación con los otros tres grupos formados.

Es importante mencionar que las estaciones del cauce principal se ubican de manera más cercana al factor 1 (eje horizontal), lo que indica que el cauce principal unifica las condiciones contrastantes de cada subcuenca. Sin embargo, en la TL, parece ser que el COD es un factor importante que diferencia las estaciones de la cuenca baja, cercanas a la desembocadura (Fig. 48). El análisis discriminante diferenció claramente el efecto de la temporalidad tanto en la cuenca media como en la baja, y por ende en la variabilidad longitudinal del cauce que afecta las fracciones de C que se transportan hacia la desembocadura.

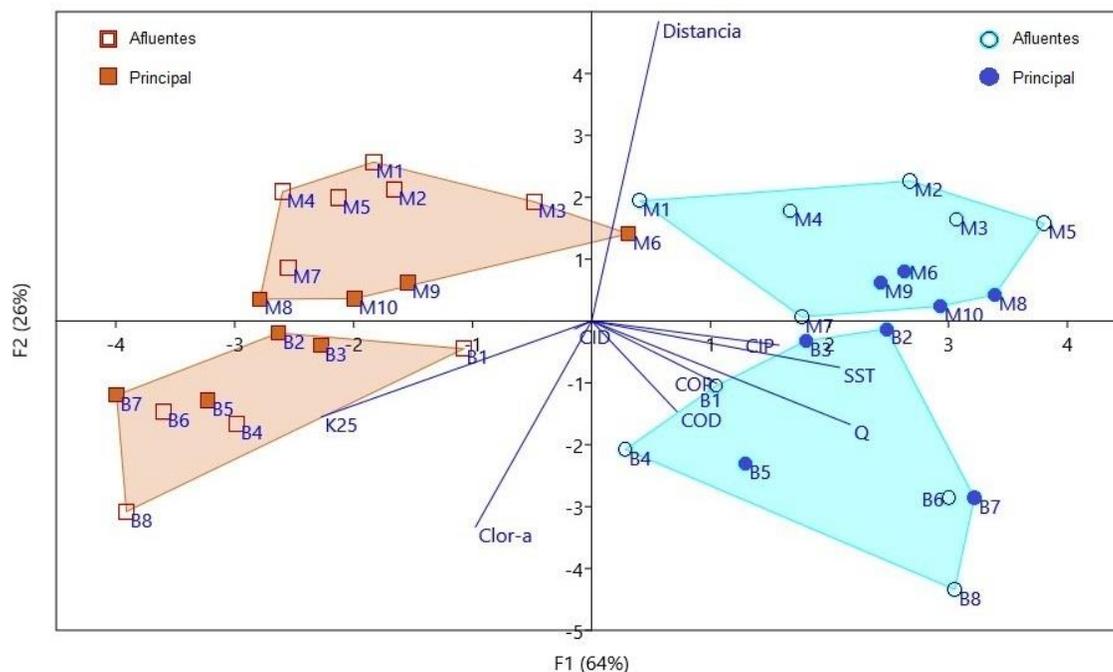


FIG. 48 ANÁLISIS DISCRIMINANTE DE LAS VARIABLES AMBIENTALES Y CONCENTRACIONES DE C DEL RÍO USUMACINTA.

Se diferencian la cuenca media y baja (variación espacial) y la temporada de lluvias (color azul) y secas (color café).

8.2.1 Carbono Orgánico

Las concentraciones promedio de COD medidas en el río Usumacinta tanto en la TL (3.4 ± 1.8 mg L⁻¹) como en la TS (1.7 ± 0.6 mg L⁻¹) fueron menores a la estimación del promedio mundial de COD (~ 5.75 mg L⁻¹; Meybeck, 1982). El COD fluctuó entre 0.8 y 7.1 mg L⁻¹ debido a la variación longitudinal y temporal de las estaciones de muestreo. Los ríos de la zona tropical suelen tener valores de COD entre 2 y 15 mg L⁻¹, con valores promedio de 7.4 mg L⁻¹ en África, 4.9 mg L⁻¹ en las Américas, 5.2 mg L⁻¹ en Asia y 4.8 mg L⁻¹ en Oceanía (Huang et al., 2012). En ríos que drenan rocas carbonatadas, como el caso del río Usumacinta (particularmente en la cuenca media), la concentración de COD es más limitada (~ 1 mg L⁻¹; Meybeck, 2006).

Otros ríos tropicales reportan valores similares de COD que los medidos en este estudio (Tabla 15), por ejemplo, de 1.2 a 4.9 mg L⁻¹ en el Zambezi, África austral (Lambert et al., 2016), de 0.2 a 6.9 mg L⁻¹ en el Tana, Kenia (Tamooh et al., 2012) o de 1.7 a 4.1 mg L⁻¹ en el Orinoco, Venezuela (Mora et al., 2014). Ciertos ríos tropicales tienen valores mayores de 10 mg L⁻¹, como el río Negro, Brasil (12.7 mg L⁻¹), que drena la parte más densa de la selva tropical del Amazonas y arrastra un alto contenido de sustancias húmicas, el Ngoko-Sangha (afluente del río

Congo, África central) que tiene una amplia y homogénea cobertura de bosque tropical (>95%) en su cuenca de drenaje (Seyler et al., 2006) o el río Nyong, Camerún (6.4–51.0 mg L⁻¹), de aguas coloreadas debido a un alto contenido de materia orgánica disuelta (Boeglin et al., 2006). Los valores más altos de COD en ríos se asocian a una mayor presencia de humedales y bosques conservados (Seyler et al., 2006) y según Meybeck (2006), los humedales poco profundos y las turberas son las principales fuentes de COD fluvial. Los ríos ecuatoriales (3°N y 6°S) tienen concentraciones de COD más altas y un patrón de variación latitudinal, que depende de la distribución del C_{Org} del suelo (Huang et al., 2012). Los valores registrados para el río Usumacinta en ambas temporadas se ajustan más bien a los rangos mencionados para ríos tropicales de litología kárstica, con escaso efecto de los humedales y selvas ricas en ácidos orgánicos en la concentración de COD.

El COD aumenta durante la TL debido a los procesos de lixiviación (lavado) y arrastre de materia orgánica a través de la erosión superficial del suelo (“*flushing effect*”), por la infiltración de la materia orgánica y degradación microbiana de la vegetación terrestre inundada y por el procesamiento del C procedente de la llanura de inundación (Degens et al., 1991). Esto sugiere que el COD en la TL debe ser principalmente alóctono, procedente de la cuenca de drenaje. Así, en la TS el ingreso de C_{Org} alóctono debe disminuir fuertemente y la concentración de COD estaría probablemente dominada por el aporte autóctono y por las transformaciones *in situ* del COP (Meybeck, 2006). Esta hipótesis, que parece factible, debe ser verificada utilizando isótopos estables. El patrón de incremento de COD durante la época de mayor precipitaciones se ha observado en varios ríos a nivel mundial, como en los ríos Nyong, Camerún (Brunet et al., 2009), Zambezi, África austral (Lambert et al., 2016), Senegal, África occidental (Mbaye et al., 2016), Mississippi, USA (Cai et al., 2015); Maroni, Guayana Francesa (Gallay et al., 2018), Orinoco, Venezuela (Mora et al., 2014), Amazonas y Congo (Seyler et al., 2006).

En la cuenca del río Usumacinta, la tendencia general de la fracción disuelta de C_{Org} es a aumentar desde la cuenca media hacia la desembocadura, principalmente en la TL (Fig. 26), similar a lo reportado en la cuenca del río Amazonas por Hedges et al. (2000), quienes mencionan que el COD tiene una relación inversa con la altitud. Es decir, se incrementa aguas abajo debido al incremento de nutrientes en los estuarios y por ende de la PP (Degens et al., 1991). De nuevo, esto puede atribuirse a una mayor presencia de humedales y llanuras encharcadas en la zona baja de la cuenca (Lambert et al., 2016; Tamooch et al., 2012), así como a

procesos eficientes de degradación de la materia orgánica del suelo en la cuenca baja, más cálida, y a la descomposición y remineralización de COP que le llega. El nivel de COD puede alcanzar $\sim 20 \text{ mg L}^{-1}$ en estanques y humedales que desbordan al cauce principal durante los eventos de inundación (Degens et al., 1991). Este comportamiento es frecuente en ríos con humedales de llanuras aluviales desarrollados, como sucede en la cuenca del río Cuibá, Brasil, donde se reportó un aumento longitudinal de la concentración de COD desde la región superior (río de meseta) hasta la zona de humedales de “El Pantanal”, debido, en parte, a la conectividad hidrológica que promueve la entrada alóctona de material orgánico, este incremento longitudinal fue más pronunciado en la temporada de lluvias (Dalmagro et al., 2017). Otro caso similar es el río Zambezi, África austral (Lambert et al., 2016), en donde se observó un incremento longitudinal de COD desde la parte alta hasta la desembocadura en el Océano Índico durante el periodo de lluvias, asociado a una correlación alta con la extensión de humedales, mientras que, en la estación seca, cuando la conectividad hidrológica es baja, el COD disminuyó de manera gradual hacia la desembocadura (Lambert et al., 2016).

Battin et al. (2008) mencionan que el Concepto de Pulso de Inundación enfatiza que los sistemas de llanuras aluviales son una fuente importante de materia orgánica que se moviliza lateralmente hacia el sistema de ribera en periodos de tiempo regular y de larga duración, y constituye una fuente mayor de biomasa comparada con el subsidio procedente de aguas arriba (Junk et al., 1989). Algunos ríos no muestran un patrón de variación longitudinal de COD definido, como el río Amarillo, China, donde el COD aumenta en función de la contaminación urbana y agrícola (Zhang et al., 2014). En el caso del río Usumacinta, no fue posible determinar el efecto de la contaminación sobre el COD. En otros ríos como el río Mississippi, la tendencia longitudinal del COD es a una disminución gradual río abajo, como resultado de diluciones constantes de los tributarios que han perdido humedales por cambios de uso de suelo (Duan et al., 2017).

Según el modelo de Harrison et al. (2005), la exportación de COD está en función de la escorrentía, el área de humedales y los diversos usos de agua de la cuenca de drenaje. Así, estiman que los ríos con zonas de humedales exportan 3.2 veces más COD que las cuencas sin humedales; además, se esperan disminuciones de la exportación global de COD, principalmente asociadas a la reducción de humedales (cambios de uso de suelo) y a la regulación del flujo por represamiento de los ríos. Tian et al. (2015) realizaron una simulación de la exportación de C en las cuencas fluviales del este de América del Norte (entre 25° y 50° de latitud) y encontraron que

el cambio de uso de suelo es el factor más importante que determina los diferentes flujos de C, es así que las subcuencas que tienen humedales exportan ~50% más COD en comparación con las subcuencas sin humedales. Estos hallazgos resaltan la importancia de los humedales en la regulación longitudinal del COD (Lambert et al., 2016).

Todo lo anterior parece indicar que la zona de inundación en la cuenca baja del río Usumacinta y el complejo de humedales (La Libertad, Catazajá y Pantanos de Centla; Rodiles Hernández et al., 2013) inciden de manera muy significativa en el incremento de COD alóctono, principalmente en la TL. Los valores de COD más altos registrados en el río San Pedro (B1) y La Pasión (M7; Fig. 26, Tabla 11) se pueden explicar porque la subcuenca del río San Pedro posee una extensa zona de humedales, con pastizales y agricultura de inundación (26%) y bosque de latifoliadas (25%), dentro del Parque Nacional Laguna del Tigre (Guatemala, sitio RAMSAR; Fig. 6, Anexo 2 y 3). Además, en el Municipio de Balancán (Tabasco), alrededor del río Usumacinta, se delimitaron ~133 km² de humedales durante la época de estiaje y 355 km² en la máxima inundación, correspondientes en su mayoría a tipo ribereño y palustre (Estrada et al., 2013). Del mismo modo, la subcuenca del río La Pasión (M7) se caracteriza por una amplia cobertura de latifoliadas (33%) y de agricultura (25%; Fig. 6) y es probable que el COD aumente debido a que sobre el margen norte del río y cerca de la estación de muestreo (Fig. 8, Anexo 3) se ubica el Refugio de Vida Silvestre El Pucté (167 km²), que forma parte de las áreas protegidas del sur del Petén, caracterizado por llanuras de inundación, bosques bajos, áreas pantanosas húmedas y brotes de agua (CONAP, 2019).

Las estaciones de la subcuenca del río Lacantún (M1, M2, M3, M4, M5), agrupadas en el AD (Figs. 23, 24 y 48) al mostrar un comportamiento similar en cuanto a las concentraciones de COD más bajas registradas en ambas temporadas (<2 mg L⁻¹; Fig. 26, Tabla 11), se ubican en una litología de rocas calizas (~50%) y con un porcentaje elevado de cobertura vegetal natural (~65%) asociada a la selva Lacandona y la RBMA (Fig. 5 y 6, Anexo 1 y 2). El grupo de suelos dominante es el Leptosol (Vázquez, 2018), caracterizado por ser someros, pedregosos y poco desarrollado por lo que pueden contener gran cantidad de material calcáreo con cantidades bajas de materia orgánica (SEMARNAT, 2002). Estas características de la subcuenca posiblemente explican los valores mínimos de COD registrados, considerando que los ríos prístinos (Thurman, 1985) de cuencas carbonatadas (Meybeck, 2006) y con bajo contenido de C_{org} del suelo (Li et al., 2017) suelen tener bajas concentraciones de COD (1 a 3 mg L⁻¹).

TABLA 15 CONCENTRACIÓN DE C (COD, COP, CID) EN ALGUNOS RÍOS A NIVEL MUNDIAL

Río	s Área 10 ⁶ (km ²)	s Q (m ³ s ⁻¹)	C (mg L ⁻¹)			Referencia
			COD	COP	CID	
Usumacinta	0.11	2,678	2.56 (0.88–7.11)	1.14 (0.21–3.78)	31.6 (15.6–47.2)	Este estudio
Amazonas	6.30	209,000	5.65 (3.4–10.25)	1.25 (0.44–2.9)	1.4	a, c
Congo/Zaire	3.80	42,000	7.78 (3.5–11.8)	1.57 (0.7–2.3)	3.1	b, c,
Mississippi	3.30	18,074	3.7 (2.9–4.1)	4.3 (1.9–9.7)	29.1 (19.2–41.4)	d, e
Orinoco	1.10	34,880	2.92 (1.75–4.12)	0.91 (0.24–2.29)	2.0	f, q
Irrawaddy	0.43	12,049	1.2–2.9	1.2–5.2	23.6	g, q
Negro	0.68	28,400	12.7 (3-18)	0.72 (0.26–1.09)		a
Zambezi	1.30	3,171	1.2–4.9		6.3	h, q
Godavari	0.31	2,917	1.3–4	7.2 (0.3–20)	34.8 (6–53)	i, r
Rojo	0.15	2,109	2.0 (0.1–8.5)	1.5 (0.1–9.0)	19.6 (9.1–29.9)	j, k
Senegal	0.27	697	2.1 (1.25–3.25)	0.2–4.0		l, q
Nyong	0.03	193	16.0 (6.4–51)		3.77 (1.6–8.1)	m
Maroni	0.07	1,807	5.8 (2.12–11.34)	1.8 (0.45–4.5)		n
Tana	0.04	150	0.2–6.9	0.3–120	13.2 (2.4–57.6)	o, p

Nota: Se muestra el promedio y el rango entre paréntesis. El río Mississippi es templado, los restantes son tropicales.

^a (Moreira-Turcq et al., 2003); ^b(Coynel et al., 2005); ^c(Seyler et al., 2006); ^d(Cai et al., 2015) ^e(Raymond et al., 2008); ^f(Mora et al., 2014); ^g(Bird et al., 2008); ^h(Lambert et al., 2016); ⁱ(Balakrishna y Probst, 2005); ^j(Le et al., 2017); ^k(Le et al., 2016); ^l(Mbaye et al., 2016); ^m(Brunet et al., 2009); ⁿ(Gallay et al., 2018); ^o(Tamooh et al., 2012); ^p(Tamooh et al., 2013); ^q(Meybeck y Ragu, 2012); ^r(Sarin et al., 2002); ^s(Milliman y Farnsworth, 2011).

El 99% de los ríos del mundo tienen un valor de COP entre 1 y 30 mg L⁻¹ (Meybeck, 1982). En promedio, los ríos de Norteamérica tienen un COP de ~2.5 mg L⁻¹, que fluctúa entre 1 y 10 mg L⁻¹, con valores >100 mg L⁻¹ en ríos altamente turbios (turbidez terrígena). El COP promedio del río Usumacinta de 1.1 mg L⁻¹ (0.2 a 3.8 mg L⁻¹) está por debajo de lo citado para Norteamérica, pero similar a otros valores de COP de ríos tropicales (Tabla 15) tales como el Maroni, Guyana Francesa (Gallay et al., 2018), el Apure, Venezuela y el Orinoco, Venezuela (Mora et al., 2014). Sin embargo, el rango de COP del Usumacinta es inferior al registrado en algunos ríos tropicales altamente turbios y con una carga elevada de SST (>100 mg L⁻¹) como el Rojo, Vietnam (de 0.1 a 9.0 mg L⁻¹; Le et al., 2017), el Tana, Kenia (de 0.8 a 141.9 mg L⁻¹; Tamooh et al., 2014) o el Amarillo, China (de 4.6 a 92.4 mg L⁻¹; Liu et al., 2015). Los datos de COP para el río Usumacinta en ambas temporadas se ajustan más bien a los rangos mencionados para ríos tropicales de América del Sur, con concentraciones bajas de material en suspensión y pendientes bajas (Tabla 15).

La concentración de COP en el río Usumacinta mostró una relación positiva con los SST ($r = 0.7$, $p < 0.001$; Fig. 29), lo cual sugiere que las fluctuaciones de COP y SST están estrechamente relacionadas con los factores hidrológicos. Durante la TL, el COP aumentó debido a la remoción de sedimentos y C del fondo del cauce y por la erosión y arrastre de materia orgánica del suelo (Meybeck, 2006). Como sugieren Seyler et al. (2006) la variación de SST y COP depende de la hidrología y uso de suelo, de modo que la erosión mecánica se incrementa durante los eventos de precipitación y se moviliza por escorrentía el COP de las zonas ribereñas o el que está asociado con los minerales arcillosos del suelo.

Esta relación positiva entre el COP y los SST se ha reportado para la mayoría de los sistemas lóticos a nivel mundial (Ludwig y Probst, 1996; Meybeck, 2006), tanto en ríos tropicales de América del Sur (Depetris y Kempe, 1993; Gallay et al., 2018; Mora et al., 2014; Moreira-Turcq et al., 2003), Asia (Le et al., 2017; Liu et al., 2015), África (Seyler et al., 2006; Tamooh et al., 2014) y en ríos de zonas templadas (Meybeck, 1993).

De manera semejante, la relación inversa entre el porcentaje en peso del COP (% COP) y la concentración de SST, que se ajusta a un modelo exponencial negativo (Fig. 31), ha sido previamente reportada para otros ríos a nivel mundial como el Amazonas (Moreira-Turcq et al., 2003), Orinoco (Mora et al., 2014), Amarillo (Ran et al., 2013) y Maroni (Gallay et al., 2018). El % COP en los SST disminuye con el incremento de la concentración de SST, desde el 20% en ríos con bajo contenido de SST ($<10 \text{ mg L}^{-1}$) hasta el 1% para ríos altamente turbios ($>1,000 \text{ mg L}^{-1}$; Degens et al., 1991; Meybeck, 1982). Esta correlación puede aplicarse para modelar las exportaciones de C_{Org} a gran escala (Meybeck, 2006).

La disminución del % COP al aumentar la concentración de SST (Fig. 31) puede depender de varios procesos, como la dilución del COP al incrementar el material mineral en ríos altamente turbios (Ran et al., 2013) o puede ser una consecuencia de la reducción en la PP debido al incremento de la turbidez y, por ende, de la disminución de la penetración de la luz durante las inundaciones (Thurman, 1985). Sin embargo, se puede explicar también por los procesos de erosión, ya que, durante el inicio de la precipitación, los procesos erosivos ocurren en los horizontes superficiales del suelo con alto contenido de C_{Org} (Ran et al., 2013). Por otro lado, si se incrementan las tasas de erosión se eliminan los sólidos de los horizontes más profundos de los suelos (C_{Org} degradado o refractario), lo cual puede generar un menor % COP en los SST durante los eventos de mayor precipitación (Ran et al., 2013). Así, si la concentración de SST es

relativamente baja, el COP alóctono debe provenir principalmente de los horizontes superficiales del suelo; mientras que, si la concentración de SST es alta, el COP alóctono debe provenir de los suelos profundos y la roca sedimentaria, generando un % COP más bajo. De manera semejante, dado que el incremento de SST en la TL se puede vincular también con la resuspensión del sedimento almacenado en el fondo del cauce, la disminución del % COP se puede interpretar como una pérdida importante de C_{Org} asociado a la fracción mineral que se almacena durante los tiempos de residencia mayores en el sistema fluvial, como lo reportan Bouillon et al. (2009) para el río Tana, Kenia.

Los valores de % COP (Fig. 30) reportados para la TL (1.3 a 8.0%) y TS (2.1 a 13.4%; Anexo 4) en el Usumacinta son similares a otros ríos tropicales que presentan fluctuaciones estacionales definidas por la variación del caudal; por ejemplo, en el río Congo y sus tributarios (Oubangui, Mpoko, Ngoko y Congo), África central, se observa un % COP que varía entre 5.6% (3.9% a 6.1%) para la época de mayor precipitación y 7.4% (4.2% y 11.5%) para los menores caudales (Coynel et al., 2005). El % COP promedio contenido en los SST en el río Usumacinta para ambas temporadas de muestreo (~4.3%) es relativamente alto comparado con los valores medios globales para ríos templados (~1%; Meybeck, 2006) o con otros ríos turbios, siendo el Amarillo (<1%) el que registra el mayor contenido de SST (>10,000 mg L⁻¹) a nivel mundial (Ran et al., 2013). En los sistemas fluviales que tienen altos contenidos de materia orgánica y bajo material suspendido (<11 mg L⁻¹) como el río Negro, Brasil (afluente del Amazonas), el % COP es elevado (>13%; Seyler et al., 2006). Cabe mencionar que en la cuenca del río Usumacinta no hay un aporte de COP de origen lítico debido a que el porcentaje de COP fue mayor a 0.5% en todas las estaciones de muestreo y durante ambas temporadas (*sensu* Meybeck, 2006).

Para tener una hipótesis del origen del COP (alóctono *versus* autóctono) en el río, se puede usar la relación entre el % COP y los SST. Si la concentración de SST es <10 mg L⁻¹, el COP autóctono (algas, macrófitas y detritos) puede ser más importante que el aporte de COP del suelo (Meybeck, 2006). Además, varios autores han propuesto que la relación COP/Clor-a también puede ser un buen indicador de las fuentes de C_{Org} (Abril et al., 2002; Bouillon et al., 2009): por ejemplo, si la proporción de COP/Clor-a es ~50 (30–100; valor promedio para el fitoplancton) el COP es autóctono, pero si la proporción es >200, el COP probablemente se origine de la erosión y escorrentía de la cuenca (Bouillon et al., 2009). Sin embargo, es necesario recalcar que el COP de la biota (p.ej., bacterias, plancton) constituye una fracción muy pequeña del COP total pero

tiene un rol importante en el metabolismo y flujo entre la fracción disuelta y particulada del C detrítico (Wetzel, 2001).

Así, el cociente COP/Clor-a promedio en el río Usumacinta fue de $1,465 \pm 2,605$ (de 108 a 10,362), con valores mayores en la TL (~6 veces más) y una tendencia de disminución hacia la desembocadura (Fig. 32), lo que indica un origen probable, mayoritariamente alóctono. Algunos ríos tropicales presentan rangos más extremos como el Tana, Kenia (75 a 40,781; Tamooch et al., 2012), Amarillo, China (50 a 22,520; Zhang et al., 2013) o Rojo, Vietnam (23 a 9,413; Le et al., 2017). Las estaciones del río La Pasión (M7) y San Pedro (B1; Fig. 19, Tabla 4) presentaron valores bajos de SST ($<10 \text{ mg L}^{-1}$) y una proporción COP/Clor-a relativamente baja (342 y 158, respectivamente) con respecto a las demás estaciones de muestreo (Fig. 32, Anexo 4), lo cual indica que tienen un aporte autóctono comparativamente más elevado en la época de mayor precipitación. Mientras tanto, en las estaciones del río Lacantún (M1, M2, M3, M4 y M5) la proporción COP/Clor-a presentó los valores más altos, lo cual podría tener su explicación en el mayor arrastre de material alóctono debido a la erosión durante los eventos de mayor precipitación, generando un incremento de la turbidez y reducción de la PP (Dudgeon, 2008). En cuanto a la TS, las estaciones del río Lacantún (M1, M2, M3, M4, M5) y de la zona cercana a la desembocadura (B5, B6, B7 y B8) presentaron una concentración de SST $<10 \text{ mg L}^{-1}$ (Fig. 19, Tabla 4) por lo cual el COP autóctono puede ser dominante; sin embargo, la proporción COP/Clor-a en el río Lacantún es >500 (excepto en el río Chajul, M2; Fig. 32, Anexo 4). Lo anterior puede explicarse debido a que si bien la concentración de Clor-a en ambas temporadas no varía, si fluctúan la concentración de SST y COP alóctono.

La razón COP/Clor-a en las estaciones cercanas a la desembocadura (B5, B6, B7 y B8) indica que la contribución autóctona (fitoplancton) es dominante, pudiendo representar hasta el 50% del COP durante la época de estiaje, posiblemente por el aporte marino y la menor turbidez que favorece la PP. Algo similar ocurre en la zona con influencia marina del río Senegal, África occidental, en donde se encontraron concentraciones elevadas de fitoplancton, principalmente en las estaciones con menor velocidad de corriente (Mbaye et al., 2016). Sin embargo, es necesario complementar, como dijimos, la información referente al origen (autéctono o alóctono) y la dinámica del C_{Org} del río Usumacinta y sus principales afluentes, usando isótopos estables de C ($\delta^{13}\text{C}$), tal como se ha reportado en diversos trabajos en ríos tropicales (Geeraert et al., 2016; Martinelli et al., 2005; Wu et al. 2007) o a nivel global (Schulte et al., 2011).

La relación COD/COP refleja las características ambientales e hidrológicas de una cuenca fluvial y varía entre cada sistema lótico; a nivel global, la proporción media COD/COP es ~1.2 (Ludwig y Probst, 1996), con valores mínimos (<1) para arroyos de montaña o altamente turbios (Liu et al., 2015) y máximos (>20) para ríos muy contaminados o con aportes mínimos de material particulado (Meybeck, 1982). Según Wetzel (2001), la proporción COD/COP en ríos depende del relieve y usualmente está entre 6:1 y 10:1, lo que significa que la mayor parte del C_{Org} transportado e importado desde la cuenca de drenaje está en forma disuelta.

Solo en las estaciones del río Lacantún en la TL (M1, M2, M3, M4 y M5), la proporción COD/COP es menor que uno. El río Tzendales (M4) presentó la cantidad más baja de COD (~29%). Este comportamiento es similar a lo reportado por Meybeck (2006) donde el COP puede ser dominante (COD/COP<1) en las regiones tropicales húmedas de relieve montañoso, como en la cuenca alta del río Amazonas, Brasil o algunos ríos monzónicos asiáticos (Wu et al., 2007). En las cuencas montañosas, el incremento de la precipitación y el transporte de sedimentos, así como los suelos orgánicos pobres aportan cantidades mínimas de COD a los ríos. Además, según Li et al. (2017) el COP aumenta con el flujo ($r^2 = 0.55$, $n = 98$) y la erosión del suelo ($r^2 = 0.48$), lo cual podría explicar el incremento del COP y la disminución de la proporción COD/COP en el río Lacantún y sus afluentes (M1 M2, M3, M4 y M5) durante la época de mayor precipitación por el aporte de material alóctono del suelo. Los suelos predominantes de la subcuenca del río Lacantún son leptosoles (de 5 a 50 cm de profundidad), ubicados en pendientes pronunciadas (30–65%) y laderas kársticas que reciben elevada precipitación (~3,000 mm año⁻¹; Carabias et al., 2015), estos factores de alta erosividad posiblemente inciden en la alta concentración de sedimentos (Fig. 19) y COP (Fig. 28) del río Lacantún.

En las estaciones restantes de la cuenca media (M6-M10) y baja (B1-B8), la proporción COD/COP en ambas temporadas fue >1, similar a otros ríos tropicales como el Congo y el Amazonas, que tienen un aporte importante (~80%) de COD derivado de la descomposición de la materia orgánica en humedales y bosques naturales (Seyler et al., 2006). Particularmente, el río La Pasión (M7) y el río San Pedro (B1) presentaron la proporción COD/COP más alta de toda la cuenca (~11; Fig. 34, Anexo 4). Estos rangos sugieren un comportamiento similar al río Negro, Brasil (Seyler et al., 2006), el cual se caracteriza por un valor elevado de COD (93%) derivado de la presencia de sustancias húmicas de zonas altas y bosques inundados (Albéric et al., 2018), así como pH ácido (3.0 a 5.5) y valores mínimos de iones disueltos. Sin embargo, los

ríos La Pasión (M7) y San Pedro (B1) presentaron un pH cercano a la neutralidad (~ 7.4) y se puede inferir que no son aguas con sustancias húmicas elevadas, pero debido a la presencia de humedales y zonas de pastizal en cada subcuenca, el COD fue alto en ambas temporadas ($\sim 86\%$).

Meybeck (1982) sugiere una relación inversa entre el material suspendido (SST) y la proporción COD/COP que aplica a ríos y estuarios a nivel global (Abril et al., 2002; Degens et al., 1991; Le et al., 2017; Tamooch et al., 2013). Este patrón se observó en el río Usumacinta durante la TL (Fig. 35, derecha) y puede explicarse debido a que si la carga de sedimentos es alta, el COP (principalmente alóctono) es más refractario y se reduce la degradación fotoquímica y biológica del COD; por el contrario, si la cantidad de SST es menor, la descomposición de COP (autóctono) lábil es más rápida e incrementa la fracción disuelta (Ran et al., 2013).

8.2.2 Carbono Inorgánico

El CID fue la especie dominante del río Usumacinta con un promedio para el periodo de estudio de $31.6 \pm 6.3 \text{ mg L}^{-1}$ (15.6 a 48.3 mg L^{-1} ; Fig. 36, Tabla 11). La variabilidad del CID depende principalmente de la hidrología (precipitación *versus* evaporación) y la litología (Huang et al., 2012; Li y Bush, 2015). Según Cai et al. (2008), el valor máximo de CID (como bicarbonato) de los grandes ríos a nivel global es $\sim 3,115 \text{ } \mu\text{mol}$ (37.4 mg L^{-1}) para el río Danubio, Europa central, seguido por los ríos Huang He (Amarillo), China, con $\sim 2,591 \text{ } \mu\text{mol}$ (31.1 mg L^{-1}), Mississippi, USA, con $\sim 2,421 \pm 480 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1}$ ($29.0 \pm 5.8 \text{ mg L}^{-1}$; Cai et al., 2015) y Godavari, India $\sim 2,156 \text{ } \mu\text{mol L}^{-1}$ (25.9 mg L^{-1} ; Tabla 15).

Los primeros registros de CID aquí presentados, ubican al río Usumacinta entre las mayores concentraciones reportadas en los ríos grandes del mundo (Meybeck, 2006). Esto se debe a que, en las cuencas constituidas de rocas carbonatadas, el CID es la principal fracción de C transportada, generalmente mayor a 25 mg L^{-1} , sin importar el tipo de vegetación de la cuenca o clima. En muy pocos ríos ($\sim 1\%$) influenciados por fuentes hidrotermales con una evaporación elevada, el CID puede ser $>45 \text{ mg L}^{-1}$; sin embargo, en algunos terrenos volcánicos (cuencas no carbonatadas) el CID es menor ($\sim 10 \text{ mg L}^{-1}$) y se origina principalmente a partir de CO_2 atmosférico. En algunos ríos ubicados en cuencas con pocos afloramientos de caliza, el CID registra valores mínimos ($<5 \text{ mg L}^{-1}$; Meybeck, 2006).

Los valores promedio de CID para la zona tropical son de 395 μmol (4.74 mg L^{-1}) en África, 434 μmol (5.2 mg L^{-1}) en las Américas, 1,064 μmol (12.8 mg L^{-1}) en Asia y 1,781 μmol (21.4 mg L^{-1}) en Oceanía; cabe mencionar que el CID a nivel global es menor en los ríos de la zona ecuatorial (de 3°N a 6°S), debido a los afloramientos mínimos de rocas carbonatadas, pero aumenta hacia latitudes altas ($>30^{\circ}\text{N}$; Huang et al., 2012).

La concentración de CID del río Usumacinta se encuentra en los rangos para los ríos de cuencas carbonatadas y el promedio es similar y ligeramente mayor al reportado previamente en la base de datos mundial de descarga de ríos (GEMS-GLORI) para el Usumacinta (valor puntual en Boca de Cerro; 27.7 mg L^{-1}) y el Grijalva (25.4 mg L^{-1} ; Meybeck y Ragu, 2012). Teniendo en cuenta que el río Mississippi no se incluye como un río tropical, debido a que el 99% de la cuenca se ubica sobre los 30°N (Huang et al., 2012), el presente estudio reporta que la concentración más alta de CID en ríos de la América tropical, lo representa las porciones de la cuenca media y baja del río Usumacinta, superando a otros grandes ríos como el Amazonas, (4.1 mg L^{-1}), el Orinoco (2.0 mg L^{-1}) y Paraná (3.4 mg L^{-1} ; Depetris y Kempe, 1993), con valores bajos de CID debido a que las rocas carbonatadas apenas cubren menos del 4% de la cuenca (Amiotte Suchet et al., 2003).

Existen registros puntuales de CID para algunos ríos de México tales como el Ameca, Nayarit (17.7 mg L^{-1}), Balsas, Michoacán-Guerrero (32.7 mg L^{-1}), Pánuco, San Luis Potosí (35.0 mg L^{-1}) y Grande (Bravo), Tamaulipas (31.4 mg L^{-1} ; Meybeck y Ragu, 2012). Sin embargo, la presente investigación es el primer estudio en México que describe los patrones espacio-temporales de las concentraciones de CID en un río mexicano y sus tributarios más importantes. En consonancia con lo anterior, se puede mencionar que los ríos Tzendales (M4; 41.2 mg L^{-1}) y La Pasión (M7; 39.7 mg L^{-1}) presentaron los promedios de CID más altos en las dos temporadas de muestreo, lo cual puede asociarse directamente a las características litológicas de cada subcuenca: la subcuenca del río La Pasión tiene un porcentaje de carbonatos del Cretácico del 66%, así como actividades agrícolas que pueden incrementar el CID por encalado, mientras que el Tzendales drena de una zona de caliza con elevada pendiente. Rangos altos y similares de CID se han reportado en ríos de cuencas kársticas pequeñas como en el río Houzhai, China (Qin et al., 2019), donde se menciona que el CID varía entre 2.52 a 5.85 mmol L^{-1} (30.2 a 70.2 mg L^{-1}) o en la cuenca carbonatada del río Mascouche (afluente del río St. Lawrence, Canadá) que tiene valores de CID entre 19.0 y 61.4 mg L^{-1} (Hélie et al., 2002). Varios ríos monzónicos de India como el

Krishna (33.5 mg L⁻¹), Cauvery (40.5 mg L⁻¹) y Narmada (30.6 mg L⁻¹) tiene valores altos de CID, posiblemente por la intensa precipitación en cortos periodos de tiempo que incrementa el intemperismo y erosión de los minerales carbonatados de la cuenca; sin embargo, estos ríos drenan rocas metamórficas (basaltos) que tienen altas tasas de intemperismo químico, razón por la cual la concentración de CID se asocia también de otros factores, como la tasa de erosión, además de a la litología de la cuenca (Krishna et al., 2019).

La concentración de CID en el río Usumacinta no se correlacionó significativamente con el caudal, siendo, en la mayoría de las estaciones el CID mayor en la TS, excepto en las estaciones del río Lacantún (M2, M3, M4 y M5; Tabla 11). Durante la época de estiaje en la mayoría de las estaciones de la cuenca (excepto en Ixcán, Chajul, Chixoy y Frontera Corozal) la concentración de CID fue >30 mg L⁻¹ (Tabla 11), valores considerablemente altos incluso a nivel global, que denota que el aporte de CID a partir del intemperismo de las rocas carbonatadas o del agua subterránea puede ser ~50% del total mientras que el restante podría ser de origen atmosférico, tal como menciona Meybeck (2006). Sin embargo, es necesario verificar estas hipótesis mediante isótopos estables.

Un patrón de variación inverso entre el caudal y la concentración de CID se ha reportado en diversos ríos del mundo (Degens et al., 1991; Meybeck, 2003). Esto se explica por un efecto de dilución, por la variación de las fuentes de C y por el equilibrio entre la precipitación y evapotranspiración (Cai et al., 2016). Así, durante la TS en el río Usumacinta se genera un efecto de concentración de CID debido a las bajas precipitaciones y mayor evapotranspiración, tal como menciona Rosales (2012), o bien por un aporte mayor de agua subterránea enriquecida con CID de fuentes carbonatadas (sistemas kársticos; McClanahan et al., 2016), como se ha reportado en varios ríos tropicales (Aldrian et al., 2008; Araujo et al., 2014; Cai et al., 2008; Mann et al., 2014) y subtropicales (Atkins et al., 2017). Sin embargo, se ha demostrado que ciertos sistemas fluviales no se ajustan a esta dinámica estacional debido a diversos factores como el tipo de vegetación aledaña al río y el aporte de agua subsuperficial intersticial, como el que se reportó en el río tropical Mitchell, Australia, el cual presentó valores más altos de CID en la temporada lluviosa (Tweed et al., 2016). Eso se pudo observar en los ríos Chajul (M2), Lacantún (M3 y M5) y Tzendales (M4). Por otro lado, las cuencas kársticas son altamente transmisivas (mayor permeabilidad) y forman drenajes subterráneos con una intensa interacción agua-roca, (más disolución del C), por lo que la concentración de CID puede depender de la frecuencia e

intensidad de la precipitación (Qin et al., 2019). Estos autores registraron valores de CID más altos en la temporada húmeda de la cuenca de del río Houzhai, China, debido a que la lluvia impulsó el intercambio entre agua superficial y agua subterránea (más aporte de CO₂ del suelo) a través de los acuíferos kársticos (McClanahan et al., 2016).

Se puede inferir entonces que en las estaciones del río Lacantún (M2, M3, M4 y M5), el intemperismo químico podría aumentar por efecto de la escorrentía superficial (mayor CID en TL). Además, las estaciones de muestreo drenan a través de un relieve montañoso estructural disolucional dominado por caliza y suelos pobres (poco desarrollados), con afloramientos rocosos que pueden contener una gran cantidad de material calcáreo (Saavedra Guerrero et al., 2015) propenso al intemperismo químico. Sin embargo, se podría especular también que esta variación se debe a un balance precipitación-evaporación positivo.

Aunque no se observó un patrón de variación longitudinal del CID, sin embargo, la variación estacional fue más marcada en la cuenca media en comparación con las estaciones cercanas a la desembocadura (Tabla 11, Fig. 36), posiblemente debido a la mayor precipitación y pendiente que promueven un mayor intemperismo químico. De forma diferente, en el río Rhône, Francia (Aucour et al., 1999), existe un patrón de variación longitudinal del CID asociado a los eventos de inundación, con un incremento desde la cabecera hasta la desembocadura (de ~1 mM a 3 mM) debido a que los tributarios tienen influencia del deshielo de los glaciares en la cuenca alta, mientras que la zona baja de planicie tiene mayor cantidad de rocas carbonatadas. El río Tana (Kenia; Tamooh et al., 2013) también presentó un incremento del CID desde los ríos de cabecera hasta la desembocadura (de 0.2 a 4.8 mM), tanto en la temporada de lluvias como de secas, asociada al incremento del material suspendido producto del intenso intemperismo de silicatos y a la erosión en la cuenca de drenaje. El CID también puede disminuir desde la zona alta a la desembocadura debido a los efectos de dilución que tienen los tributarios con menor cobertura de rocas carbonatadas y clásticas (Yangtze, China; Wu et al.; 2007).

La dinámica de cualquier río, tropical o no, depende en gran medida de la precipitación y el caudal (Syvitski et al., 2014). Por tal motivo y, de manera general, debido a que el aporte de SST alóctono es menor durante la TS, el incremento de la Clor-a es proporcionalmente mayor (>PP) por lo cual se esperaría un incremento del consumo de CID por la actividad fotosintética en esta temporada (CID/COD bajo). Sin embargo, en el río Usumacinta las variables del metabolismo del río parecen tener muy poca importancia en la regulación del CID, con más peso del balance

precipitación-evapotranspiración. Particularmente en las cuencas kársticas la contribución y dinámica biológica del CID (como resultado de los procesos metabólicos, PP y R) es significativamente menor que en los sistemas no kársticos (Qin et al., 2019).

La proporción CID/COD en el río Usumacinta se ajustó a un incremento longitudinal aguas abajo (Fig. 37), comportamiento opuesto al CRC (Vannote et al., 1980). Esto se explica porque en la cuenca media existe un porcentaje elevado de rocas carbonatadas (Fig. 5, Anexo 1) que pueden aumentar el CID. Aguas abajo, el COD se incrementa debido a la interacción y aporte de los humedales y a la mayor actividad fotosintética (Clor-a) que consume el CID (Fig. 21).

8.3 FLUJO DE CARBONO EN EL RÍO USUMACINTA

El transporte y la exportación del C en sistemas lóticos depende principalmente del tipo y uso de suelo, actividades antrópicas y de factores geológicos, hidrológicos e hidráulicos (precipitación, escorrentía) de la cuenca de drenaje (Hedges et al., 2000), así como varios procesos fluviales internos (metabolismo, respiración y descomposición de materia orgánica; Wohl et al., 2017) y diversas reacciones biogeoquímicas de intercambio entre las formas particuladas, disueltas y gaseosas de C (Battin et al., 2009). El caudal es un factor fundamental que determina el flujo de las diferentes fracciones de C (Li et al., 2017; Alvarez-Cobelas et al., 2012), tal como demuestra el presente estudio, donde la mayor exportación se produjo durante el periodo de lluvias con mayores caudales. Sin embargo, cada una de las subcuencas analizadas, correspondientes a los tributarios principales, exportó cantidades y fracciones diferentes de C (Fig. 49, 50).

8.3.1 Flujo de Carbono Orgánico

El FCOT durante la TL fue 14 veces más alto en comparación con la TS; particularmente, en la subcuenca del río La Pasión (M7) el FCOT fue ~20 veces mayor. La exportación de C en el río Usumacinta está regulada fundamentalmente por la disponibilidad de agua más que por la concentración de C. El FCOT global la TL y TS estuvo representado principalmente como flujo de C_{Org} disuelto (FCOD), con un porcentaje del 66 al 72%, respectivamente, similar a lo reportado por Alvarez-Cobelas et al. (2012), quienes mencionan que la fracción de C disuelto representa hasta las tres cuartas partes del COT transportado en las cuencas a nivel global. A escala de subcuenca, las estaciones del río Lacantún (M1, M2, M3, M4 y M5) transportaron principalmente la fracción particulada de C_{Org} (FCOP) durante los eventos de mayor

precipitación, con un porcentaje de hasta ~70% de COT (M3). Por el contrario, en la TS, el aporte alóctono disminuye drásticamente y la fracción principal (~71% a 87%) se exportó como FCOD en las estaciones mencionadas. Mientras tanto, el río San Pedro (B1) transportó hasta el 90% de COD en la TL y 81% en la TS, comportamiento similar al río Negro, Brasil (Seyler et al., 2006).

El FCOT durante la TL varía entre subcuena: el río Chixoy (M6; $898 \pm 77 \text{ t d}^{-1}$) es el afluente que contribuye con la mayor carga de material orgánico hacia el río Usumacinta, mientras que el río San Pedro ($247 \pm 9 \text{ t d}^{-1}$) transporta la cantidad menor de COT (Anexo 7, Fig. 49). En la TS, los afluentes Lacantún (M5; $25 \pm 1 \text{ t d}^{-1}$), La Pasión (M7; $23 \pm 2 \text{ t d}^{-1}$) y San Pedro (B1; $25 \pm 2 \text{ t d}^{-1}$) tienen valores similares de FCOT, mientras que, el río Chixoy ($98 \pm 6 \text{ t d}^{-1}$) tiene un aporte ~4 veces mayor que los anteriores. La subcuena del río Chixoy tiene un porcentaje elevado de agricultura anual (cultivos de maíz, sorgo y frijol; ~35%), pastizales (~7%) y matorrales (~9%), por lo cual, aproximadamente la mitad de la cuenca presenta cambio de uso de suelo. Varios estudios (Pérez et al., 2015; Tian et al., 2015; Borges et al., 2018) mencionan que la agricultura (mayor erosión) y el cambio de uso de suelo (asociado a procesos de deforestación, riego o monocultivos) incrementan el aporte de material particulado y por ende la fracción de COP, por tal motivo, es de esperarse mayores valores de exportación de COP fluvial en las subcuencas más impactadas, como es el caso del río Chixoy. Por otro lado, los factores climáticos (precipitación y temperatura) afectan directamente la evapotranspiración y escurriente, modificando así las tasas de exportación de C (Alvarez-Cobelas et al., 2012).

Considerando que el río Usumacinta es el segundo río más importante en cuanto a su descarga hacia el GMx -después del Mississippi-, el FCOT calculado en el presente estudio, aunque es menor al transporte de COT del río Mississippi (~9,260 t d⁻¹ en la TL y ~2,191 t d⁻¹ en la TS; Cai et al., 2015), representa hasta el $40 \pm 8\%$ del aporte diario de COT en la TL y $11 \pm 1\%$ en la TS del río Mississippi, considerando que el río Mississippi tiene un área de drenaje (~30 veces) y un caudal (~5 veces) mayor.

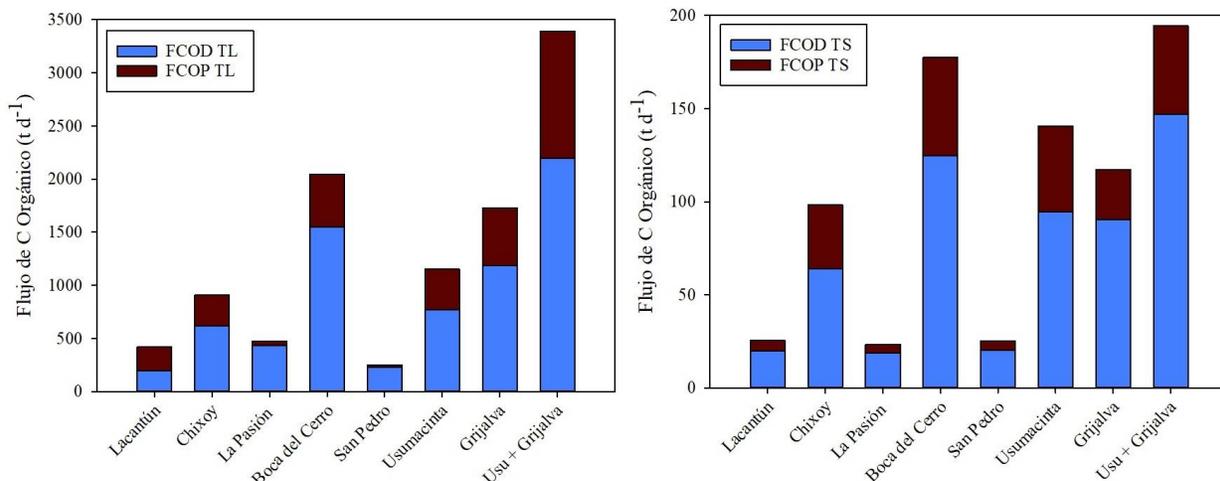


FIG. 49 FLUJO DE CARBONO ORGÁNICO DE LAS PRINCIPALES SUBCUENCAS Y EL CAUCE PRINCIPAL DEL RÍO USUMACINTA EN LA TEMPORADA DE LLUVIAS (IZQUIERDA) Y DE SECAS (DERECHA)

8.3.2 Flujo de Carbono Inorgánico

El CID fue la fracción mayor de C transportada por el río Usumacinta y representó el mayor porcentaje del flujo total de C tanto en la TL ($\sim 84 \pm 4\%$) como en la TS ($\sim 93 \pm 3\%$). El río Tzendales (M4) tiene un comportamiento peculiar, no sólo debido a que el FCID fue ~ 15 veces mayor en la TL ($704 \pm 3 \text{ t d}^{-1}$ versus $46 \pm 4 \text{ t d}^{-1}$) en comparación con las estaciones restantes (~ 5 veces más), sino también porque transportó el mayor porcentaje de CID (94% en la TL y 96% en la TS; Fig. 41 y 42, Anexo 5) en relación a las fracciones orgánicas de C. Lo anterior puede asociarse a diversos factores, entre ellos su ubicación en la parte central de la RBMA (vegetación predominante de selva alta perennifolia y bosque mesófilo) dentro de la subprovincia fisiográfica Sierra Madre de Chiapas y Guatemala (caliza del Cretácico medio y superior), y que, drena una región muy escarpada (25 y 50%) desde la meseta de las lagunas de Ocotlán en la parte alta, siguiendo un relieve montañoso abrupto donde dominan los leptosoles o suelos pedregosos (afloramientos rocosos), poco desarrollados y que pueden contener gran cantidad de material calcáreo y cantidades mínimas de materia orgánica.

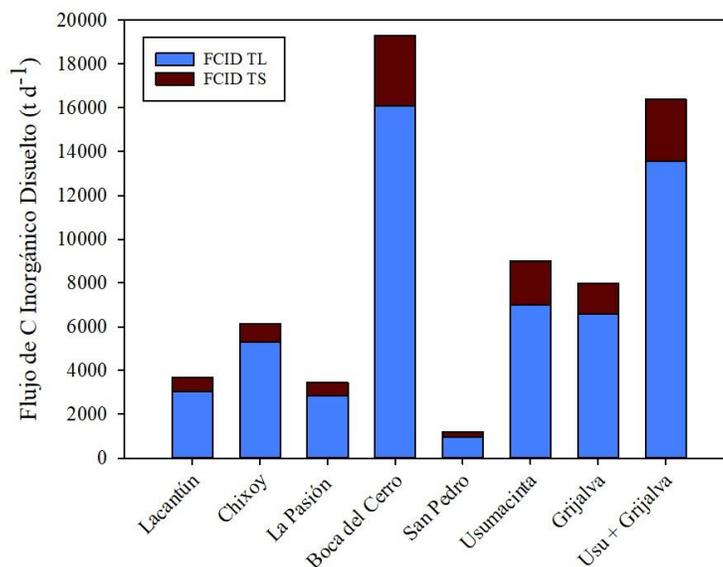


FIG. 50 FLUJO DE CARBONO INORGÁNICO DISUELTTO DE LAS PRINCIPALES SUBCUENCAS DEL RÍO USUMACINTA EN LA TEMPORADA DE LLUVIAS Y SECAS

De las principales subcuencas que drenan al cauce principal del río Usumacinta, la del río Chixoy (M6) es la que aportó la mayor cantidad de FCID en la TL ($5,302 \pm 350 \text{ t d}^{-1}$) y la TS ($841 \pm 114 \text{ t d}^{-1}$); sin embargo, el transporte de CID es ~6 veces mayor en la época de lluvias (Fig. 50, Anexo 10) a pesar de que la concentración medida entre ambas temporadas fue prácticamente similar (23.4 mg L^{-1} versus 23.8 mg L^{-1}); esto corrobora la importancia hidrológica en el transporte de C (Fig. 36).

No obstante, se necesita más información en sistemas o cuencas kársticas para comprender a fondo el papel que ha desempeñado la meteorización por carbonatos y los ecosistemas suprayacentes en la concentración y exportación de CID a nivel de sistemas lóticos, principalmente tropicales (Zhong et al., 2018).

8.3.3 Exportación global de C del río Usumacinta hacia el Golfo de México

Como se mencionó previamente, el caudal del cauce principal del río Usumacinta disminuye hacia la desembocadura (Fig. 11), debido a que adopta un patrón de drenaje meándrico con abundantes lagunas adyacentes y un sistema de cauces activos y abandonados en la planicie de inundación, y, además, debido a la bifurcación hacia el río Palizada y hacia el río San Pedro-San Pablo (B8). El Q disminuyó desde Boca del Cerro (M10) hasta Tres Brazos (B5; ~55% en la TL y ~35% en la TS) en una distancia de ~343 km siguiendo el cauce principal. Considerando que,

los flujos de C tuvieron una correlación alta con el caudal, la variación hidrológica (longitudinal y temporal) es un factor fundamental que determina la reducción del transporte de C del río Usumacinta entre las dos estaciones de muestreo. En la TL se observó una reducción de 44%, 50%, 25% y 57% en los flujos de COT, COD, COP y CID, respectivamente; mientras que, durante la temporada de estiaje, los flujos en este trayecto se reducen en 20%, 25%, 13% y 38%, respectivamente. Por tal motivo, se puede inferir, que las zonas de humedales estén actuando como sumideros o almacenes de C, siendo mayor esta función durante la TL. Sin embargo, la concentración de COD aumentó en la cuenca baja (Fig. 26), posiblemente debido a la conectividad hidrológica con la llanura de inundación y sistema de humedales, que promueven el aporte alóctono de COD, como se ha demostrado en otros sistemas tropicales.

El C retenido en los humedales puede ser procesado (incluyendo la desgasificación hacia la atmósfera) o almacenado en la zona de inundación. Los ríos pueden almacenar sedimentos y materia orgánica en el cauce, en las llanuras de inundación (deltas) y en otras zonas de depósito (Sutfin et al., 2016). Por ejemplo, Geeraert et al. (2018) mencionan que en el río Tana hay una retención neta de SST y C (COD, COP y CID) en una distancia de 385 km entre estaciones de muestreo; además, mientras se incrementa el caudal, también aumenta la retención de COP y disminuye la retención de COD, aunque el destino del C que se retiene es desconocido.

Recientemente se encontró que los humedales de las llanuras de la cuenca del río Amazonas acumulan cantidades significativas de C y son un componente importante del ciclo y presupuesto de C fluvial de los ríos tropicales (Sanders et al., 2017). Además, durante los periodos de mayor precipitación e inundaciones, generalmente el COD y COP alóctono aumentan significativamente y pueden almacenarse en las zonas de depósito de la red fluvial, principalmente en la cuenca baja (Wohl et al., 2017).

Considerando el balance mencionado entre Boca del Cerro (M10) y la desembocadura (B7 y B8; Tabla 14), la cuenca del sistema Grijalva-Usumacinta descarga hacia el GMx ~ 0.29 Tg COD año⁻¹, ~ 0.12 (0.08 a 0.17) Tg COP año⁻¹, ~ 2.61 Tg CID año⁻¹ y 0.02 Tg CIP año⁻¹. En conjunto, la exportación anual de C durante el periodo de estudio (2017-2018) se estimó en ~ 3.06 Tg C año⁻¹, de los cuales el CID representa el 85% del flujo total, seguido del COD (10%), COP (4%) y una fracción mínima (<1%) que corresponde a CIP. Esta es la primera estimación del transporte de C (orgánico e inorgánico) hacia el océano para un sistema fluvial tropical

mexicano, por lo cual, los resultados pueden ser incorporados como una línea base para estudios y modelaciones climáticas posteriores, más elaboradas y precisas en relación con el presupuesto regional y global del C.

Li et al. (2017) realizaron una reestimación del transporte de C de los sistemas fluviales a nivel global, y determinaron que el caudal es el principal factor que modifica los flujos de DOC, POC y DIC. Además, mencionan que el FCOD depende del C_{Org} del suelo y de la pendiente de cada subcuenca; de igual modo, proponen que el FCOP se relaciona con la tasa de erosión del suelo, que se ve afectada por diversos factores de la cuenca de drenaje (p.ej., meteorológicos, cobertura y composición vegetal, propiedades del suelo y geomorfología); finalmente, en cuanto al FCID, mencionan que depende del intemperismo de las rocas, siendo las variables más importantes que influyen en este proceso la cobertura vegetal, factores meteorológicos, pH de la lluvia, área y mineralogía de la roca madre.

Las perturbaciones antrópicas más importantes que modifican los flujos de C en un sistema fluvial según Li et al. (2017), son: *i*) el cambio de uso de suelo (deforestación, pastoreo, agricultura, minería, etc.), *ii*) la construcción de represas, embalses y el consumo de agua (doméstico, industrial, riego), *iii*) el aporte de aguas residuales sin tratamiento previo, *iv*) el incremento de la deposición de nitrógeno y *v*) el dragado de sedimentos. Sin embargo, conviene mencionar que el modelo de estimación del flujo de C propuesto por Li et al. (2017) no considera el impacto de las actividades humanas en cada cuenca de drenaje, por lo cual se pueden presentar incertidumbres en los presupuestos de C.

A pesar de las limitaciones del estudio de Li et al. (2017), constituye un modelo actual que se basa en información disponible de 263 ríos globales con un área de drenaje mayor a 2,500 km²; por consiguiente, constituye uno de los antecedentes más importantes para el presente estudio. La estimación de FCOD del sistema Grijalva-Usumacinta para el año 2017-2018 a partir de dos mediciones anuales en épocas contrastantes (TL y TS) fue apenas mayor al modelo propuesto por Li et al. (2017), de 0.29 Tg C año⁻¹ *versus* 0.25 Tg C año⁻¹, esto puede explicarse por el incremento de la concentración de COD en la cuenca baja debido al aporte de los sistemas lagunares y Pantanos de Centla, como se describió previamente. En cuanto al FCOP, los rangos obtenidos son ~3 veces menores al modelo (0.08 a 0.17 Tg C año⁻¹ *versus* 0.25 a 0.5 Tg C año⁻¹). Esto puede explicarse porque el río Grijalva ha disminuido sustancialmente el flujo de SST (Fig. 20, Anexo 6) hasta en un 95% en los últimos años debido a la construcción y funcionamiento de

las represas en el cauce desde el año 1987 (Milliman y Farnsworth, 2011), que, como se mencionó previamente, Li et al. (2017) no consideran en su modelo de exportación de C. Es probable que el transporte de COP hacia el GMx tuviera una disminución significativa de hasta el 70% en relación con la condición natural propuesta por el modelo de Li et al. (2017).

El efecto de las presas y reservorios en la retención de SST y COP se ha estudiado en varios ríos a nivel global (Le et al., 2017; Maavara et al., 2017; Wu et al., 2007); por ejemplo Shi et al. (2018) mencionan que los reservorios del río Wujiang, China, tienen una tasa de intercepción de COP variable entre 43% y 65%, generando así un impacto significativo en las fuentes y flujos de C aguas abajo. Es probable, además, que el efecto sea mayor si se incrementa el número de reservorios en el perfil longitudinal del río (Le et al., 2017). Wohl et al. (2017) ratifican que la construcción de las represas y la regulación de los flujos generan el impacto más significativo en la alteración de la dinámica del C a lo largo del continuo acuático, lo cual, sumado a la alteración de la zona riparia y a la reducción de la conectividad lateral constituyen los efectos más drásticos sobre el C fluvial.

Finalmente, el FCID calculado en este estudio fue mayor al modelo de Li et al. (2017) pero se ajusta al rango propuesto ($2.61 \text{ Tg C año}^{-1}$ versus $>2 \text{ Tg C año}^{-1}$) y, como se mencionó anteriormente, corresponde al valor de exportación de CID más alto a nivel global, que sobrepasa varios rendimientos reportados en ríos cuya área de drenaje es superior a 400 km^2 (Tabla 16), superando incluso al Amazonas (Brasil), Congo (África central), Orinoco (Venezuela) y Mississippi (USA; Cai et al., 2008). En el río Mississippi se ha reportado que los flujos de CID han incrementado en los últimos años debido al mayor intemperismo químico y cambios en las prácticas agrícolas y de uso de suelo (Raymond et al., 2008). Es probable que en la cuenca del río Usumacinta los efectos de la agricultura y el posible encalado para mejorar los cultivos y pastizales también incrementen el aporte antrópico de carbonatos al sistema acuático, sin embargo, el porcentaje elevado de roca caliza y carbonatos, asociado al clima húmedo tropical, favorecen e incrementan el intemperismo y la escorrentía en función de la pendiente de cada subcuenca. Sin embargo, no existen reportes de las tasas de erosión en el sistema Grijalva-Usumacinta y su relación con las descargas de agua (Muñoz-Salinas y Castillo, 2015).

Como se indica en la Tabla 16, los flujos de exportación de C del sistema Grijalva-Usumacinta son menores que los estimados para grandes sistemas lóticos tropicales y templados (p.ej., Amazonas, Congo, Orinoco y Mississippi) lo cual se justifica debido al caudal y área de drenaje

significativamente menor de la cuenca del río Usumacinta. Si es comparable con el transporte de varios ríos tropicales (Níger, Zambezi, Godavari, Maroni y Senegal) o templados (Danube y Huange), con caudales similares (Tabla 16).

El FCOD ($0.29 \text{ Tg C año}^{-1}$) y FCOP ($0.12 \text{ Tg C año}^{-1}$) del sistema Grijalva-Usumacinta representó apenas el 7% y 5.4% del transporte del río Mississippi (USA), respectivamente; sin embargo, el Mississippi tiene una cuenca de drenaje ~30 veces más grande y un caudal anual ~cinco veces mayor. Por tal motivo, si se compara la eficiencia del transporte de C (rendimiento), se puede mencionar que el FCOD del sistema Grijalva-Usumacinta estimado en el presente estudio, es mayor a la calculada por Reiman y Xu., (2019) para el Mississippi ($1.72 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$ *versus* $1.4 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$), mientras que el rendimiento del FCOP del Mississippi es ~cuatro veces más alto ($2.3 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$ *versus* $0.58 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$; Cai et al., 2015; Tabla 16), por el efecto del tamaño de la cuenca.

El rendimiento del FCOD del sistema Grijalva-Usumacinta ($1.72 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$) es mayor al reportado para varios ríos tropicales y templados de mayor tamaño como el Amarillo ($0.1 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$), Danubio ($1.2 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$), Senegal ($0.2 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$) y Zambezi ($0.2 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$); sin embargo es ligeramente menor al promedio para los ríos tropicales ($2.05 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$) reportado por Huang et al. (2012). Por otro lado, el FCOP del sistema Grijalva-Usumacinta ($0.58 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$) tiene un rendimiento similar al río Amarillo ($0.54 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$), Congo ($0.6 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$) y Níger ($0.5 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$).

El FCOT (FCOD + FCOP) del Usumacinta (0.36 a $0.45 \text{ Tg C año}^{-1}$) es menor al reportado en el río Zambezi ($1.1 \text{ Tg C año}^{-1}$) ($\sim 109 \text{ km}^3 \text{ año}^{-1}$) y río Níger ($1.19 \text{ Tg C año}^{-1}$) ($\sim 152 \text{ km}^3 \text{ año}^{-1}$); pero similar al río Maroni ($0.4 \text{ Tg C año}^{-1}$) y mayor que el río Senegal ($0.2 \text{ Tg C año}^{-1}$) cuyos caudales son $63.7 \text{ km}^3 \text{ año}^{-1}$ y $24.4 \text{ km}^3 \text{ año}^{-1}$ respectivamente (el caudal anual del río Grijalva-Usumacinta es de $\sim 147 \text{ km}^3 \text{ año}^{-1}$). Por consiguiente, la investigación generada por Gallay et al. (2018) en el río Maroni, constituye un modelo de comparación más cercano debido a la similitud en cuanto a los resultados del transporte de C_{Org} . No obstante, las tasas de rendimiento del FCOD ($5.6 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$) y FCOP ($1.9 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$) del río Maroni son mayores, lo cual puede asociarse a un área de drenaje menor y una alta cobertura forestal (Gallay et al., 2018).

Como se mencionó previamente, considerando la estimación en M10 y el balance con las estaciones de la desembocadura (B7 y B8), se puede afirmar que el FCID ($\sim 2.61 \text{ Tg C año}^{-1}$)

representa uno de los valores más altos a los reportados a nivel global ($>2 \text{ Tg C año}^{-1}$, Li et al., 2017); es así que, el sistema Grijalva-Usumacinta exporta más CID que el río Amarillo ($1.05 \text{ Tg C año}^{-1}$), Níger ($1.24 \text{ Tg C año}^{-1}$), Godavari ($2.27 \text{ Tg C año}^{-1}$) y ligeramente menos que el Congo ($3.5 \text{ Tg C año}^{-1}$). El rendimiento estimado ($24.5 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$) sobrepasa a los grandes ríos cuya área de drenaje es superior a 400 km^2 (Tabla 16), como el Amazonas ($4.3 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$), Congo ($1.0 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$), Orinoco ($5.5 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$) y Mississippi ($4.2 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$). Por todo lo anterior la RH-30 contribuye de manera muy importante al CID del GMx. La denudación de las rocas carbonatadas está contribuyendo significativamente a reciclar el CID en el ámbito marino.

Solamente se han reportado algunos datos de rendimiento de CID similares a este estudio: en el río Brahmaputra, India-Bangladesh ($14.4 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$), Xijiang ($15.38 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$) o Pearl ($13.2 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$; Cai et al., 2008), así como en otros ríos monzónicos de menor tamaño de la India, como el Netravati ($17.8 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$) o Baitarani ($20.7 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$; Krishna et al., 2019). Rendimientos mayores de CID se han reportado en las cuencas montañosas tropicales del occidente de India, como el río Ulhas ($48.5 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$; Kumar Reddy et al., 2019) o en el río Kikori, Nueva Guinea ($74.6 \text{ t C km}^2 \text{ año}^{-1}$), que tiene el valor más alto a nivel global (Kumar Reddy et al., 2019). Por lo anterior, la disolución de carbonatos es particularmente importante en el río Usumacinta, el cual exporta una cantidad mayor de CID por unidad de área, en comparación con los 25 ríos más grandes del mundo reportados por Cai et al. (2008).

Hay que asumir que existen incertidumbres en la estimación del flujo anual del río Usumacinta a partir de tan solo dos mediciones al año (TL y TS), debido a que el flujo diario de C se calculó a partir del caudal diario del río (estación Boca del Cerro) y asumiendo una concentración de C en las épocas hidrológicas contrastantes que se utilizó como el valor de la concentración diaria de C, siguiendo la metodología de Mbaye et al. (2016). De acuerdo con los datos históricos de caudal de la estación Boca del Cerro, el muestreo realizado en la temporada de lluvias corresponde a un año más húmedo de lo normal, por lo que los valores podrían estar sobre el promedio histórico. Esto pudo llevar a una sobreestimación de los flujos de C. Además, la descarga o exportación total de C del sistema Grijalva-Usumacinta se calculó mediante el flujo medido en la estación de aforo de Boca de Cerro y teniendo en cuenta los balances de reducción del flujo en el cauce principal de la zona de humedales y el posterior aporte del río Grijalva. Así, la dinámica estacional en el área de Centla y la variación en la cuenca hidrográfica del río Grijalva (sistema represado) no fueron considerados, lo que puede conducir a errores al determinar los flujos de C.

Aunque el nivel de incertidumbre no está cuantificado, los resultados deben tomarse con precaución para estudios posteriores de síntesis y modelación. A pesar de ello, los flujos resultantes del sistema Grijalva-Usumacinta parecen ser bastante consistentes con los observados en otros ríos tropicales y con la modelación reportada por Li et al. (2017). Además, la gran escala espacial involucrada en el presente estudio (~800 km de distancia a la desembocadura) y todas las variables consideradas (parámetros fisicoquímicos, SST, Clor-a y las formas disueltas y particuladas de C) proporcionan información única sobre la magnitud de la contribución fluvial estacional en el sistema lótico más importante de México y puede considerarse como una primera aproximación a los balances de C de sistemas lóticos del país.

Considerando que el suelo es el principal almacén o reservorio de C de la superficie terrestre y que contiene más del triple de C que la atmósfera y hasta 4.5 veces más que la biota (Lal, 2003), se ha aceptado ampliamente que existe una estrecha interrelación entre el C_{Org} del suelo (COS), los procesos erosivos del sistema terrestre y la exportación de C fluvial hacia el océano (Galy et al., 2015; Lal, 2006; Meybeck, 2006; Schlesinger y Melack, 1981). Sin embargo, en la zona tropical, el contenido y las reservas de C del suelo a nivel de cuenca hidrográfica generalmente no se ha determinado de manera conjunta con las exportaciones de C fluvial (Boeglin et al., 2006). Algunos estudios realizan una comparación entre estas variables, como el de Probst et al. (1994), que estimaron que el transporte de COT del río Congo y del río Amazonas, representan apenas ~1.1% y 1.2% de la PPN (flujos de C) de cada cuenca de drenaje, respectivamente. Por otro lado, Bouillon et al. (2012) estiman que la exportación de COT del río Congo representa ~7.5% de la producción anual neta de C de la cuenca. De la misma forma, Brunet et al. (2009) comparan la acumulación neta de C (PPN – R) en la cuenca del río Nyong, Camerún, con el flujo de C (COD, CID) y CO_2 hacia la atmósfera, y estiman que es equivalente al 3% del intercambio neto de C en la cuenca. Finalmente, Boeglin et al. (2006) estimaron que el flujo de C (COD, COP y CID) representa apenas 0.1% de la reserva de C del suelo en la subcuenca del río Mengong, Camerún, y puede alcanzar hasta 1%, si se considera solamente el C de la parte superior del perfil del suelo (30 cm).

Para estimar el C almacenado en el suelo de la cuenca del sistema Grijalva-Usumacinta, se utilizó la información del Anexo 2 (Tipo de vegetación y uso de suelo de la cuenca del río Usumacinta; INEGI, 2018) y el inventario generado por Paz Pellat et al. (2016; Cuadro 2), en el cual se calcula el COS (0–30 cm) en función de los tipos de vegetación y ecosistemas para

México. En el caso del río Grijalva, se usó la información recopilada de Plascencia-Vargas et al. (2014), que detalla la vegetación de la cuenca en la porción mexicana (Tabla 4). Los resultados sugieren que la RH-30 Grijalva-Usumacinta contiene $\sim 834 \pm 678$ Tg C almacenado en el suelo, de los cuales, el 62% corresponde a la cuenca del río Usumacinta ($\sim 512 \pm 418$ Tg C) y el restante 38% a la cuenca del río Grijalva ($\sim 322 \pm 259$ Tg C). Esta diferencia se explica posiblemente porque los procesos agrícolas y pecuarios son más importantes en el río Grijalva y abarcan hasta $\sim 50\%$ de la cuenca (Plascencia-Vargas et al., 2014), mientras que en el río Usumacinta, la vegetación natural (bosques, selva, manglar) es más abundante y los pastizales y actividades agrícolas corresponden a una menor área ($\sim 36\%$ de la cuenca). Además, los manglares son los ecosistemas que tienen la mayor densidad de COS (principalmente en el GMx; 364 t ha^{-1} ; Lajtha et al., 2018) y son más abundantes en la cuenca baja del río Usumacinta ($\sim 981 \text{ km}^2$) en comparación con el Grijalva ($\sim 250 \text{ km}^2$).

Según Paz Pellat et al. (2016), los cambios de uso de suelo en los últimos años, no sólo han generado una pérdida del COS del sector forestal, sino también un incremento en el COS asociado a las actividades agrícolas y pecuarias, por lo cual, la estimación temporal y actual del COS de la RH-30 tiene una desviación estándar elevada (alta variabilidad) y, por ende, alta incertidumbre. A escala nacional, el COS contenido en los 30 cm superiores del suelo se estima en $\sim 9.13 \text{ Pg C}$ y puede llegar hasta $\sim 18 \text{ Pg C}$ a 1 m de profundidad (confianza media e incertidumbre alta; Lajtha et al., 2018). Considerando que la RH-30 ($112,550 \text{ km}^2$) corresponde solamente al 5.79% del territorio continental mexicano, el COS calculado para las cuencas Grijalva-Usumacinta es de $\sim 0.834 \text{ Pg C}$. Si se compara esta información con los valores del FCOT que se descargan al GMx ($\sim 0.36\text{--}0.45 \text{ Tg C año}^{-1}$) estimados en el presente estudio (B7 + B8), se puede mencionar que el río transporta una fracción baja de COT ($\sim 0.05\%$) en comparación al COS almacenado en la cuenca, sin considerar al C. De manera semejante a la aproximación realizada por Boeglin et al. (2006), si se considera el flujo total de C (COD, COP y CID) estimado en las desembocaduras del sistema Grijalva-Usumacinta ($\sim 3.06 \text{ Tg C año}^{-1}$), éste representa $\sim 0.37\%$ del COS de la cuenca, y está en el mismo orden de magnitud que el valor global (0.2%) reportado por Meybeck (1982).

TABLA 16 COMPARACIÓN DEL FLUJO DE C DEL RÍO USUMACINTA (ESTIMADO EN LA DESEMBOCADURA) CON LOS PRINCIPALES RÍOS DEL MUNDO

Río	^r Área 10 ⁶ (km ²)	^r Q (km ³ año ⁻¹)	FCOD	Flujo (Tg C año ⁻¹)			Rendimiento (t C km ² año ⁻¹)		
				FCOP	FCID	F C total	FCOD	FCOP	FCID
Usumacinta-Grijalva	0.112	120–147	0.29	0.08 a 0.17	2.61	3.06	1.72 ± 0.13	0.58 ± 0.03	24.5 ± 0.7
^a Amazonas	6.30	6,223	26.9	13.2	29.4	69.5	5.8	5.5	4.3
^{b, c} Congo	3.80	1,300	12.4	2.0	3.5	17.9	3.5	0.6	1.0
^{d, e} Orinoco	1.10	1,135	5.0	1.7	5.7	12.4	4.8	1.6	5.5
^{f, g, p} Mississippi	3.30	570	3.95	2.3	12.25	18.5	1.4	2.3	4.2
^{s, t, p} Amarillo	0.75	15 (43)	0.06	0.41	1.05	1.52	0.1	0.54	1.632
^h Irrawaddy	0.43	380 (430)	0.9	2.3 a 4.3	-	3.2 a 5.2	2.2	5.5 a 10.4	-
^{e, j, k} Danube	0.79	210.0	0.6	-	7.5	8.1	1.2	7.7 a 12.6	9.6
^{d, e, l} Zambezi	1.31	109.0	0.6	0.5	-	1.1	0.1 a 0.2	0.1	0.7
^{t, p} Níger	1.2	152	0.53	0.66	1.24	2.43	0.6	0.5	0.56
^{d, i} Godavari	0.31	92 (120)	0.76	0.28	2.27	3.31	-	-	8.0
^k Maroni	0.07	63.7	0.34	0.11	-	0.4	5.6	1.9	-
^{j, m} Senegal	0.27	24.4	0.1	0.1	-	0.2	0.2	0.1	-
^{j, n, o} Tana	0.04	15	11.2	113.3	73.4	0.19	0.1	1.4	0.9
^q Promedio trópicos	63.8	25,123	136.0	131	210.0	477	2.05	2.13	3.3
^q Promedio global	150.0	37,400	215	205	385	805	1.4	1.3	2.2

Nota: El río Mississippi, Danube y Amarillo son templados, los restantes son tropicales. Los caudales entre paréntesis indican los valores previos, antes de la reducción del caudal por la construcción de reservorios e irrigación. El FCOD, FCOP y FCID para el río Tana se expresan en Gg año⁻¹, 1 Gg = 10³ t. 1 Tg = 10⁶ t.

^a (Moreira-Turcq et al., 2003); ^b (Coynel et al., 2005); ^c (Seyler et al., 2006); ^d (Gaillardet et al., 1999); ^e (Ludwig y Probst, 1996); ^f (Cai et al., 2015); ^g (Raymond et al., 2008); ^h (Bird et al., 2008); ⁱ (Balakrishna y Probst, 2005); ^j (Meybeck y Ragu, 2012); ^k (Gallay et al., 2018); ^l (Lambert et al., 2016); ^m (Mbaye et al., 2016); ⁿ (Tamooh et al., 2014); ^o (Geeraert et al., 2018); ^p (Cai et al., 2008); ^q (Huang et al., 2012); ^r (Milliman y Farnsworth, 2011); ^s (Ran et al., 2013); ^t (Degens et al., 1991); ^u (Reiman y Xu, 2019)

9 CONCLUSIONES

El caudal medido durante la temporada de mayor precipitación varió entre 141.1 a 5,970.3 m³ s⁻¹ y fue ~seis veces mayor en comparación con la época de estiaje (entre 15 y 1,080 m³ s⁻¹); además, en ambas temporadas, mostró una tendencia de incremento hasta la cuenca media y posterior disminución hacia la desembocadura, debido a la bifurcación del cauce principal hacia el río Palizada y hacia el río San Pedro-San Pablo, así como a la formación de meandros, la presencia de humedales y llanuras de inundación ubicados en la cuenca baja que reducen el caudal. El río Grijalva incrementa la descarga final hacia el Golfo de México y su aporte es mayor en la temporada de lluvias (50%) comparado con la de secas (35%).

La concentración de SST fue mayor durante la temporada de lluvias (71.1 ± 30.9 mg L⁻¹ *versus* 16.05 ± 10.4 mg L⁻¹) y no se observó una tendencia clara de variación hacia la costa en ninguna temporada; no obstante, el río Lacantún presentó la concentración máxima en lluvias (~131 mg L⁻¹) por un mayor arrastre de material alóctono erosionado. La concentración de Clor-a fue mayor en la temporada de secas (3.24 ± 3.3 µg L⁻¹ *versus* 1.8 ± 1.4 µg L⁻¹) y sigue una tendencia de incremento hacia la desembocadura, en concordancia con el aumento del tiempo de retención y luz disponible.

Las variables ambientales (caudal, temperatura, OD, pH, K₂₅, ORP, Clor-a y SST) y las concentraciones de C (COD, COP, COT, CID, CIP) son significativamente diferentes entre la temporada de lluvias y secas a un nivel de confianza >95%. La variación hidrológica (caudal y SST) y la variación longitudinal (distancia hacia la desembocadura y Clor-a) distinguen claramente al cauce principal y los afluentes, así como la cuenca media y baja durante ambas temporadas de muestreo; además, la K₂₅ es una variable importante en la zona baja durante el estiaje por el ingreso de la cuña salina en la desembocadura.

La concentración de COD en el río Usumacinta varió de 1.1 a 7.11 mg L⁻¹ (3.42 ± 1.77 mg L⁻¹) en la temporada de lluvias y entre 0.88 a 3.26 mg L⁻¹ (1.7 ± 0.59 mg L⁻¹) durante la época de secas. Estos valores son menores al promedio mundial, pero similares a otros ríos tropicales con litología kárstica. Se observó una correlación positiva con el caudal, probablemente debido a un incremento por los procesos de lixiviación y arrastre de materia orgánica alóctona (*flushing effect*) en lluvias. Además, la concentración de COD se incrementó longitudinalmente desde la cuenca media hacia la desembocadura, debido a la conectividad hidrológica con las llanuras de

inundación y el sistema de humedales (p. ej., La Libertad, Catazajá y Pantanos de Centla), que promueven la entrada alóctona de material orgánico. Este comportamiento es frecuente en ríos tropicales con abundantes humedales y llanuras aluviales.

La fracción de COP durante la temporada de lluvias tuvo un promedio de $1.59 \pm 0.85 \text{ mg L}^{-1}$ (0.44 a 3.78 mg L^{-1}) y fue mayor al valor registrado en secas ($0.68 \pm 0.34 \text{ mg L}^{-1}$) que varió en un intervalo de 0.21 a 1.45 mg L^{-1} . La concentración de COP mostró una relación positiva con la concentración de SST, lo cual sugiere una estrecha relación con los factores hidrológicos y de uso de suelo (mayor erosión y escorrentía durante los eventos de elevada precipitación. De manera semejante, se observó una correlación inversa (exponencial negativa) entre el porcentaje de COP contenido en los SST y la concentración de material particulado del río Usumacinta durante las dos temporadas de muestreo. Ambas correlaciones han sido validadas con base en lo registrado en diversos ríos tropicales y templados.

La proporción COD/COP en ambas temporadas fue mayor a uno, excepto en el río Lacantún y sus afluentes, que tuvieron un mayor contenido de COP durante la época de lluvias, lo cual responde a condiciones particulares de cuencas montañosas calcáreas húmedas de mayor pendiente, con suelos pobres en materia orgánica y un mayor aporte de sedimentos alóctonos. La fracción de C_{Org} más abundante es la disuelta, con un porcentaje $\sim 66 \pm 17\%$ (29 a 92%) del COT en lluvias y el $\sim 72 \pm 7\%$ (62 a 87%) en la temporada de secas; este porcentaje es similar a lo reportado en diversas cuencas a nivel global.

La proporción media COP/Clor-a ($1,465 \pm 2,605$) del río Usumacinta es mayor en la temporada de lluvias (~ 6 veces más) debido al incremento de la turbidez y SST (menor penetración de luz y limitación de la PP) y tiene una tendencia de disminución hacia la desembocadura. Estos resultados sugieren que el COP del río Usumacinta se deriva principalmente de la erosión y la escorrentía de la cuenca (alóctono), excepto en ciertas estaciones de la zona baja, donde el fitoplancton y la PP parecen tener mayor importancia, principalmente en la temporada de secas, donde la turbidez disminuye y el tiempo de residencia del agua es mayor.

La concentración de CID durante la temporada de lluvias fue $30.1 \pm 5.2 \text{ mg L}^{-1}$ (22.91 a 47.19 mg L^{-1}), mientras que, para la época de estiaje, el CID tuvo un promedio de $33.1 \pm 7.0 \text{ mg L}^{-1}$ (15.59 a 48.27 mg L^{-1}). Sin embargo, con un intervalo de confianza del 95%, los valores de CID se encuentran en un rango de 29.90 a 31.68 mg L^{-1} , que se ajusta bien al de las cuencas

carbonatadas. El CID es la principal fracción de C del río Usumacinta y al momento se reporta como la concentración más alta medida en la América tropical.

El CID no presenta una tendencia de variación longitudinal con respecto a la distancia hacia la desembocadura. Sin embargo, debido al balance entre la precipitación y evapotranspiración (efecto de dilución) y posiblemente por un aporte de agua subterránea enriquecida con CO₂ (sistema kárstico), la concentración de CID se incrementa durante la época de secas, excepto en el río Lacantún y sus afluentes.

La proporción CID/COD es mayor durante la temporada de secas (21.4 ± 7.7 versus 11.7 ± 7.7) y presenta una disminución longitudinal hacia la desembocadura en ambas temporadas; esto se debe a que el CID es la fracción disuelta dominante (litología de la cuenca) y al incremento de la concentración de COD en la cuenca baja por la presencia de humedales y llanuras de inundación. No se cumple el modelo del concepto de río continuo con respecto a la variación longitudinal y/o temporal del consumo de CID, debido a que, en un sistema kárstico, las variables del metabolismo del río (PP y R) parecen tener menor importancia, tal como se ha reportado en otros ríos similares.

El flujo de C está definido principalmente por la variabilidad hidrológica (longitudinal y temporal), en lugar de la producción y concentración de cada fracción de C. Durante la temporada de lluvias, los flujos de COT, COD, COP y CID entre Boca de Cerro (M10) y Tres Brazos (B5) (~343 km) presentan una reducción de 44%, 50%, 25% y 57%, respectivamente, mientras que, durante la temporada de estiaje, los flujos en este trayecto se reducen un 20%, 25%, 13% y 38%, respectivamente. Esto se asocia a la disminución del caudal en la cuenca y se puede inferir que, la zona de humedales y llanuras de inundación actúan como un sumidero de C, siendo mayor cuando la precipitación y caudal incrementan. Sin embargo, se demostró también que la concentración de COD se incrementó también en la cuenca baja y zonas de humedales.

Existe una clara variación estacional en la exportación de C del sistema Grijalva-Usumacinta hacia el Golfo de México. El flujo de COT de la temporada de lluvias fue ~15 veces mayor ($\sim 3,683 \pm 804 \text{ t d}^{-1}$ versus $249 \pm 20 \text{ t d}^{-1}$) y estuvo representado principalmente por la fracción disuelta (65% en lluvias y 75% en secas). Por otro lado, como resultado de la litología de la cuenca, el CID fue la principal fracción transportada hacia el océano y fue ~4.5 veces mayor ($\sim 14,528 \pm 91 \text{ t d}^{-1}$ versus $3,228 \pm 224 \text{ t d}^{-1}$) en el muestreo de la época de lluvias.

Los flujos de exportación de C del río Usumacinta en la estación Boca del Cerro para el periodo 2017-2018, se estimaron en 0.194 Tg C año⁻¹ para COD, 0.066 Tg C año⁻¹ para COP y 2.7 Tg C año⁻¹ para CID. Considerando el balance entre Boca de Cerro, la dinámica del sistema de humedales, el aporte del río Grijalva y la desembocadura del río San Pedro y San Pablo, se estimó que el sistema Grijalva-Usumacinta exporta hacia el Golfo de México 0.29 Tg C año⁻¹ de COD, 0.13 Tg C año⁻¹ de COP y 2.61 Tg C año⁻¹ de CID. Cuando se normalizaron los datos con el área de la cuenca de drenaje, los flujos corresponden a un rendimiento de 1.72, 0.58 y 24.5 t C km² año⁻¹ para COD, COP y CID, respectivamente. Estos valores son similares o mayores a otros ríos tropicales o templados de características similares. Particularmente, la exportación de CID representa uno de los valores más altos a nivel mundial.

En general, el flujo estimado de exportación anual de C total es 3.10 Tg C año⁻¹, de los cuales, el CID representa la mayor fracción transportada (85%), seguida del COD (10%), COP (4%) y CIP (<1%). Esta es la primera estimación del transporte de C hacia el océano de un sistema fluvial de México y, a pesar de las incertidumbres en el cálculo, los valores parecen ser consistentes con otros ríos tropicales o templados y con el modelo propuesto por Li et al. (2017). Por tanto, constituye información pionera para contribuir al desarrollo y conocimiento del ciclo del C en sistemas lóticos y sus interacciones en México.

En definitiva, la estacionalidad definida por la precipitación es una característica dominante en las variables ambientales y, por ende, en el flujo de sedimentos y de C en el río Usumacinta. Deben verificarse en estudios futuros a una mayor frecuencia temporal para evaluar los eventos hidrológicos extremos, el cambio de uso de suelo y su relación con el cambio climático. Por su litología carbonatada, la cuenca tiene una mayor relevancia dentro del ciclo del C en México que aún necesita ser totalmente cuantificada.

10 LITERATURA CITADA

- Abril, G, Nogueira, M., Etcheber, H., Cabeçadas, G., Lemaire, E., y Brogueira, M. (2002). Behaviour of Organic Carbon in Nine Contrasting European Estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54(2), 241–262. <https://doi.org/10.1006/ECSS.2001.0844>
- Abril, Gwenaëel, Guérin, F., Richard, S., Delmas, R., Galy-Lacaux, C., Gosse, P., ... Matvienko, B. (2005). Carbon dioxide and methane emissions and the carbon budget of a 10-year old tropical reservoir (Petit Saut, French Guiana). *Global Biogeochemical Cycles*, 19(4), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2005GB002457>
- Aitkenhead, J. A., y McDowell, W. H. (2000). Soil C:N ratio as a predictor of annual riverine DOC flux at local and global scales. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(1), 127–138. <https://doi.org/10.1029/1999GB900083>
- Albéric, P., Pérez, M. A. P., Benedetti, M. F., Bouillon, S., y Abril, G. (2018). Variation of the isotopic composition of dissolved organic carbon during the runoff cycle in the Amazon River and the floodplains. *Comptes Rendus Geoscience*, 350(1–2), 65–75. <https://doi.org/10.1016/J.CRTE.2017.11.001>
- Albéric, P., Pérez, M. A. P., Moreira-Turcq, P., Benedetti, M. F., Bouillon, S., y Abril, G. (2017). Variation of the isotopic composition of dissolved organic carbon during the runoff cycle in the Amazon River and the floodplains. *Comptes Rendus Geoscience*, (February). <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.11.001>
- Alcocer, J., y Bernal-Brooks, F. W. (2010). Limnology in Mexico. *Hydrobiologia*, 644(1), 15–68. <https://doi.org/10.1007/s10750-010-0211-1>
- Alcocer, J., Caballero, M., Ruiz-Fernández, A. C., Oseguera-Pérez, L. A., Sánchez-Cabeza, J., Cuevas, J. D., y Soria-Reinoso, I. (2018). Base de datos de Carbono en cuerpos acuáticos epicontinentales de México. *Elementos para políticas públicas - Programa Mexicano del Carbono*, 2(1), 1–18.
- Aldrian, E., Chen, T. A., Adi, S., Prihartanto, Suidiana, N., y Nugroho, S. P. (2008). Spatial and seasonal dynamics of riverine carbon fluxes of the Brantas catchment in East Java. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 113(3), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2007JG000626>
- Alvarez-Cobelas, M., Angeler, D. G., Sánchez-Carrillo, S., y Almendros, G. (2012). A worldwide view of organic carbon export from catchments. *Biogeochemistry*, 107(1–3), 275–293. <https://doi.org/10.1007/s10533-010-9553-z>
- Amiotte Suchet, P., Probst, J.-L., y Ludwig, W. (2003). Worldwide distribution of continental rock lithology: Implications for the atmospheric/soil CO₂ uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the oceans. *Global Biogeochemical Cycles*, 17(2), n/a-n/a.

<https://doi.org/10.1029/2002GB001891>

- Arar, E. J., y Collins, G. B. (1997). Method 445.0 In Vitro Determination of Chlorophyll a and Pheophytin in Marine and Freshwater Algae by Fluorescence. *U.S. Environmental Protection Agency*. Recuperado de https://cfpub.epa.gov/si/si_public_record_report.cfm?Lab=NERLydirEntryId=309417
- Araujo, M., Noriega, C., y Lefèvre, N. (2014). Nutrients and carbon fluxes in the estuaries of major rivers flowing into the tropical Atlantic. *Frontiers in Marine Science*, 1(May), 1–16. <https://doi.org/10.3389/fmars.2014.00010>
- Atkins, M. L., Santos, I. R., y Maher, D. T. (2017). Seasonal exports and drivers of dissolved inorganic and organic carbon, carbon dioxide, methane and $\delta^{13}\text{C}$ signatures in a subtropical river network. *Science of the Total Environment*, 575(October 2017), 545–563. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.09.020>
- Aucour, A.-M., Sheppard, S. M. F., Guyomar, O., y Wattelet, J. (1999). Use of ^{13}C to trace origin and cycling of inorganic carbon in the Rhône river system. *Chemical Geology*, 159(1–4), 87–105. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00035-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00035-2)
- Aufdenkampe, A. K., Mayorga, E., Raymond, P. A., Melack, J. M., Doney, S. C., Alin, S. R., ... Yoo, K. (2011). Rivers and the coupling of biogeochemical cycles. *Front Ecol Environ*, 9(53–60). <https://doi.org/10.1890/100014>
- Balakrishna, K., y Probst, J. L. (2005). Organic carbon transport and C/N ratio variations in a large tropical river: Godavari as a case study, India. *Biogeochemistry*, 73(3), 457–473. <https://doi.org/10.1007/s10533-004-0879-2>
- Barnes, R. T., y Raymond, P. A. (2009). The contribution of agricultural and urban activities to inorganic carbon fluxes within temperate watersheds. *Chemical Geology*, 266(3–4), 318–327. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.06.018>
- Bartholomew, D. (2010). Principal components analysis. En *International Encyclopedia of Education* (pp. 374–377). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-044894-7.01358-0>
- Battin, T. J., Kaplan, L. A., Findlay, S., Hopkinson, C. S., Marti, E., Packman, A. I., ... Sabater, F. (2008). Biophysical controls on organic carbon fluxes in fluvial networks. *Progress ArTICLE nature geosciencenature.com*, 1.
- Battin, T. J., Luysaert, S., Kaplan, L. A., Aufdenkampe, A. K., Richter, A., y Tranvik, L. J. (2009). The boundless carbon cycle. *Nature Geoscience*, 2(9), 598–600. <https://doi.org/10.1038/ngeo618>
- Benke, A. C., y Cushing, C. E. (2009). Rivers of North America. En *Encyclopedia of Inland Waters* (Ed. Elsevi, pp. 425–437).

- Bernot, M., Sobota, D., Hall, R., Mulholland, P., Doods, W., Webster, J., ... Burgin, A. (2010). Inter-regional comparison of land-use effects on stream metabolism. *Freshwater Biology*, 55, 1874–1890. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2010.02422.x>
- Bianchi, T. S. (2007). *Biogeochemistry of Estuaries*. New York: Oxford University.
- Bird, M. I., Robinson, R. A. J., Win Oo, N., Maung Aye, M., Lu, X. X., Higgitt, D. L., ... Hoey, T. B. (2008). A preliminary estimate of organic carbon transport by the Ayeyarwady (Irrawaddy) and Thanlwin (Salween) Rivers of Myanmar. *Quaternary International*, 186(1), 113–122. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.08.003>
- Boeglin, J., Probst, J., y Nyeck, B. (2006). Soil Carbon Stock and River Carbon Fluxes in Humid Tropical Environments : The Nyong River Basin (South Cameroon). *Energia Nuclear, (C)*, 275–287.
- Borges, A. V., Darchambeau, F., Lambert, T., Bouillon, S., Morana, C., Brouyère, S., ... Roland, F. A. E. (2018). Effects of agricultural land use on fluvial carbon dioxide, methane and nitrous oxide concentrations in a large European river, the Meuse (Belgium). *Science of The Total Environment*, 610–611, 342–355. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2017.08.047>
- Borges, A. V., Darchambeau, F., Teodoru, C. R., Marwick, T. R., Tamoo, F., Geeraert, N., ... Bouillon, S. (2015). Globally significant greenhouse-gas emissions from African inland waters. *Nature Geoscience*. <https://doi.org/10.1038/ngeo2486>
- Bouchez, J., Galy, V., Hilton, R. G., Gaillardet, J., Moreira-Turcq, P., Pérez, M. A., ... Maurice, L. (2014). Source, transport and fluxes of Amazon River particulate organic carbon: Insights from river sediment depth-profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 133, 280–298. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.02.032>
- Bouillon, S., Abril, G., Borges, A. V., Dehairs, F., Govers, G., Hughes, H. J., ... Middelburg, J. J. (2009). Distribution, origin and cycling of carbon in the Tana River (Kenya): a dry season basin-scale survey from headwaters to the delta. *Biogeosciences*, 6(11), 2475–2493. <https://doi.org/10.5194/bg-6-2475-2009>
- Bouillon, S., Yambélé, A., Spencer, R. G. M., Gillikin, D. P., Hernes, P. J., Six, J., ... Borges, A. V. (2012). Organic matter sources, fluxes and greenhouse gas exchange in the Oubangui River (Congo River basin). *Biogeosciences*, 9(6), 2045–2062. <https://doi.org/10.5194/bg-9-2045-2012>
- Brunet, F., Dubois, K., Veizer, J., Nkoue Ndong, G. R., Ndam Ngoupayou, J. R., Boeglin, J. L., y Probst, J. L. (2009). Terrestrial and fluvial carbon fluxes in a tropical watershed: Nyong basin, Cameroon. *Chemical Geology*, 265(3–4), 563–572. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.05.020>
- Butman, D., y Raymond, P. A. (2011). Significant efflux of carbon dioxide from streams and

- rivers in the United States. *Nature Geoscience*. <https://doi.org/10.1038/ngeo1294>
- Butman, D., Striegl, R. G., Stackpoole, S. M., Del Giorgio, P. A., Prairie, Y. T., Pilcher, D., ... Alcocer, J. (2018). Inland Waters. En N. Cavallaro, G. Shrestha, R. Birdsey, M. Mayes, R. Najjar, S. C. Reed, ... Z. Zhu (Eds.), *Second State of the Carbon Cycle Report (SOCCR2): A Sustained Assessment Report* (pp. 568–595). Washington, DC, USA,: U.S. Global Change Research Program. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/B978-012370626-3.00001-6>
- Cai, W.-J., Dai, M., Zhang, L., Guo, X., Harrison, P. J., Yin, K., ... Chen, C.-T. A. (2008). A comparative overview of weathering intensity and HCO₃⁻ flux in the world's major rivers with emphasis on the Changjiang, Huanghe, Zhujiang (Pearl) and Mississippi Rivers. *Continental Shelf Research*, 28(12), 1538–1549. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.10.014>
- Cai, W. (2011). Estuarine and Coastal Ocean Carbon Paradox: CO₂ Sinks or Sites of Terrestrial Carbon Incineration ? <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120709-142723>
- Cai, Y., Guo, L., Wang, X., y Aiken, G. (2015). Abundance, stable isotopic composition, and export fluxes of DOC, POC, and DIC from the Lower Mississippi River during 2006-2008. *Journal of Geophysical Research G: Biogeosciences*. <https://doi.org/10.1002/2015JG003139>
- Cai, Y., Shim, M.-J., Guo, L., y Shiller, A. (2016). Floodplain influence on carbon speciation and fluxes from the lower Pearl River, Mississippi. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 186, 189–206. <https://doi.org/10.1016/J.GCA.2016.05.007>
- Carabias, J., De la Maza, J., y Cadena, R. (2015). Caracterización de la subcuenca del Lacantún. En J. Carabias, J. de La Maza, R. Cadena, y (coordinadores) (Eds.), *Conservación y desarrollo sustentable de la Selva Lacandona. 25 años de actividades y experiencias* (pp. 79–83). Ciudad de México, México.: Natura y Ecosistemas Mexicanos, A.C.
- Carabias, J., Provencio, E., Maza, J. de la, Gutierrez, D., Gómez, M., y López, A. (2000). *Programa de manejo Reserva de la Biosfera Montes Azules* (Instituto). México.
- Casas-Ruiz, J. P., Catalán, N., Gómez-Gener, L., von Schiller, D., Obrador, B., Kothawala, D. N., ... Marcé, R. (2017). A tale of pipes and reactors: Controls on the in-stream dynamics of dissolved organic matter in rivers. *Limnology and Oceanography*, 62, S85–S94. <https://doi.org/10.1002/lno.10471>
- Catalán, N., Marcé, R., Kothawala, D. N., y Tranvik, L. J. (2016). Organic carbon decomposition rates controlled by water retention time across inland waters. *Nature Geoscience*, 9(7), 501–504. <https://doi.org/10.1038/ngeo2720>
- Charlton, R. (2008). *Fundamentals of Fluvial Geomorphology*. New York. Recuperado de <http://www.univpgri-palembang.ac.id/perpus-fkip/Perpustakaan/Geography/Geografi Fisik/Geomorfologi Sungai.PDF>

- Cole, J. J., Prairie, Y. T., Caraco, N. F., McDowell, W. H., Tranvik, L. J., Striegl, R. G., ... Melack, J. (2007). Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems*, *10*, 171–184. <https://doi.org/10.1007/s10021-006-9013-8>
- CONAGUA. (2011). *Estadísticas del Agua en México. Situación de los recursos hídricos 2*.
- CONAGUA. (2012). Plan Hídrico Integral de Tabasco (PHIT). Recuperado el 1 de mayo de 2019, de <https://www.gob.mx/conagua/es/documentos/plan-hidrico-integral-de-tabasco-phit-45023>
- CONAGUA. (2017). *Reporte del Clima en México. Octubre 2017*. Recuperado de [https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Climatología/Diagnóstico Atmosférico/Reporte del Clima en México/RC-October17.pdf](https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Climatología/Diagnóstico%20Atmosférico/Reporte%20del%20Clima%20en%20México/RC-October17.pdf)
- CONAGUA. (2018a). *Reporte del Clima en México. Febrero 2018*. Recuperado de [https://smn.cna.gob.mx/tools/DATA/Climatología/Diagnóstico Atmosférico/Reporte del Clima en México/RC-Febrero18.pdf](https://smn.cna.gob.mx/tools/DATA/Climatología/Diagnóstico%20Atmosférico/Reporte%20del%20Clima%20en%20México/RC-Febrero18.pdf)
- CONAGUA. (2018b). Sistema Nacional de Información del Agua - SINA. Recuperado el 1 de julio de 2019, de <http://sina.conagua.gob.mx/sina/index.php>
- CONAGUA. (2019). Index of/Bandas/Bases_Datos_Bandas. Recuperado el 17 de mayo de 2019, de ftp://ftp.conagua.gob.mx/Bandas/Bases_Datos_Bandas
- CONAP. (2019). Consejo Nacional de Áreas Protegidas, Guatemala. Recuperado el 15 de julio de 2019, de <http://www.conap.gob.gt/>
- Cotler, H. (2010). *Las cuencas hidrográficas de México. Diagnóstico y priorización*. Ciudad de México.
- Coyne, A., Seyler, P., Etcheber, H., Meybeck, M., y Orange, D. (2005). Spatial and seasonal dynamics of total suspended sediment and organic carbon species in the Congo River. *Global Biogeochemical Cycles*, *19*(4), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2004GB002335>
- Creed, I. F., McKnight, D. M., Pellerin, B. A., Green, M. B., Bergamaschi, B. A., Aiken, G. R., ... Stackpoole, S. M. (2015). The river as a chemostat: fresh perspectives on dissolved organic matter flowing down the river continuum. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, *72*(8), 1272–1285. <https://doi.org/10.1139/cjfas-2014-0400>
- Dai, M., Yin, Z., Meng, F., Liu, Q., y Cai, W.-J. (2012). Spatial distribution of riverine DOC inputs to the ocean: an updated global synthesis. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, *4*(2), 170–178. <https://doi.org/10.1016/j.cosust.2012.03.003>
- Dalmagro, H. J., Johnson, M. S., de Musis, C. R., Lathuillière, M. J., Graesser, J., Pinto-Júnior, O. B., y Couto, E. G. (2017). Spatial patterns of DOC concentration and DOM optical

- properties in a Brazilian tropical river-wetland system. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 122(8), 1883–1902. <https://doi.org/10.1002/2017JG003797>
- Daniel, M., y Montebelo, A. (2002). Effects of urban sewage on dissolved oxygen, dissolved inorganic and organic carbon, and electrical conductivity of small streams along a gradient of urbanization in. *Water, Air, and Soil Pollution*, 189–206.
- Degens, E., Kempe, S., y Richey, J. E. (1991). *SCOPE 42. Biogeochemistry of Major World Rivers Degens*. New York: John Wiley y Sons.
- Depetris, P., y Kempe, S. (1993). Carbon dynamics and sources in the Parana River. *Limnology and Oceanography*, 38(2), 382–395.
- Descy, J.-P., Darchambeau, F., Lambert, T., Stoyneva-Gaertner, M. P., Bouillon, S., y Borges, A. V. (2017). Phytoplankton dynamics in the Congo River. *Freshwater Biology*, 62(1), 87–101. <https://doi.org/10.1111/fwb.12851>
- Dickson, A., Sabine, C., y Christian, J. (2007). *Guide to Best Practices for Ocean CO₂ Measurements* (PICES Spec).
- Drake, T. W., Raymond, P. A., y Spencer, R. G. M. (2017). Terrestrial carbon inputs to inland waters: A current synthesis of estimates and uncertainty. *Limnology and Oceanography Letters*, 3(3), 132–142. <https://doi.org/10.1002/lol2.10055>
- Dudgeon, D. (2008). *Tropical stream ecology. Aquatic ecology series* (Elsevier I). Recuperado de <http://site.ebrary.com/lib/auckland/Doc?id=10206118>
- Elosegi, A., y Sergi, S. (2011). *Conceptos y técnicas en ecología fluvial. Uma ética para quantos?* (Vol. XXXIII). <https://doi.org/10.1007/s13398-014-0173-7.2>
- Ensign, S. H., y Doyle, M. W. (2006). Nutrient spiraling in streams and river networks, 111(November), 1–13. <https://doi.org/10.1029/2005JG000114>
- Estrada Loreto, F., Barba Macías, E., y Ramos Reyes, R. (2013). Cobertura temporal de los humedales en la cuenca del Usumacinta, Balancán, Tabasco, México. *Universidad y ciencia*, 29, 141–151. http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0186-29792013000200004ynrm=iso
- Finlay, J. (2011). Stream size and human influences on ecosystem production in river networks. *Ecosphere*, 2(August), 1–21. <https://doi.org/10.1890/ES11-00071.1>
- Gaillardet, J., Dupré, B., y Allègre, C. J. (1999). Geochemistry of large river suspended sediments: silicate weathering or recycling tracer? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(23–24), 4037–4051. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00307-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00307-5)
- Gallay, M., Mora, A., Martinez, J. M., Gardel, A., Laraque, A., Sarrazin, M., ... Lagane, C. (2018). Dynamics and fluxes of organic carbon and nitrogen in two Guiana Shield river

- basins impacted by deforestation and mining activities. *Hydrological Processes*, 32(1), 17–29. <https://doi.org/10.1002/hyp.11394>
- Galy, V., Peucker-Ehrenbrink, B., y Eglinton, T. (2015). Global carbon export from the terrestrial biosphere controlled by erosion. *Nature*, 521(7551), 204–207. <https://doi.org/10.1038/nature14400>
- Geeraert, N., Omengo, F. O., Govers, G., y Bouillon, S. (2016). Dissolved organic carbon lability and stable isotope shifts during microbial decomposition in a tropical river system. *Biogeosciences*, 13(2), 517–525. <https://doi.org/10.5194/bg-13-517-2016>
- Geeraert, Naomi, Omengo, F. O., Bouillon, S., Borges, A. V., y Govers, G. (2015). Organic and inorganic carbon fluxes in a tropical river system (Tana River, Kenya) during contrasting wet seasons. *Geophysical Research Abstracts EGU General Assembly*, 17, 2015–5535.
- Geeraert, Naomi, Omengo, F. O., Tamoo, F., Marwick, T. R., Borges, A. V., Govers, G., y Bouillon, S. (2018). Seasonal and inter-annual variations in carbon fluxes in a tropical river system (Tana River, Kenya). *Aquatic Sciences*, 80(2), 0. <https://doi.org/10.1007/s00027-018-0573-4>
- Goldsmith, S. T., Berry Lyons, W., Harmon, R. S., Harmon, B. A., Carey, A. E., y McElwee, G. T. (2015). Organic carbon concentrations and transport in small mountain rivers, Panama. *Applied Geochemistry*, 63, 540–549. <https://doi.org/10.1016/J.APGEOCHEM.2015.04.014>
- González, R., y Montero, M. J. (2018). Effects of climate change on water availability for the Usumacinta river environmental flow (Mexico). *International Journal of Sustainable Development and Planning*, 13(3), 469–481. <https://doi.org/10.2495/SDP-V13-N3-469-481>
- Grodsky, S. A., y Carton, J. A. (2003). The Intertropical Convergence Zone in the South Atlantic and the Equatorial Cold Tongue. *American Meteorological Society*, 723–733.
- Guzmán-Arias, A., Alcocer, J., Ramírez-Zierold, J., Merino-Ibarra, M., Oseguera-Pérez, L., y García-Oliva, F. (2015). Evaluación de un lago tropical como fuente de CO₂ hacia la atmosfera (Lago Alchichica, Puebla, México)., (January 2016), 65.
- Harrison, J. A., Caraco, N., y Seitzinger, S. P. (2005). Global patterns and sources of dissolved organic matter export to the coastal zone: Results from a spatially explicit, global model, 19. <https://doi.org/10.1029/2005GB002480>
- Hedges, J. I., Mayorga, E., Tsamakis, E., McClain, M. E., Quay, P., Richey, J. E., ... Pimentel, T. (2000). Organic matter in Bolivian tributaries of the Amazon River: A comparison to the lower mainstream. *Limnology*, 45(7), 1449–1466.
- Hélie, J.-F., Hillaire-Marcel, C., y Rondeau, B. (2002). Seasonal changes in the sources and fluxes of dissolved inorganic carbon through the St. Lawrence River— isotopic and chemical constraint. *Chemical Geology*, 186(1–2), 117–138. <https://doi.org/10.1016/S0009->

2541(01)00417-X

- Hernández, B., y Gaxiola, G. (2007). Carbono en ecosistemas acuáticos de México. *Libro*, (January 2007), 508. <https://doi.org/10.13140/2.1.4413.7927>
- Hope, D., Billett, M., y Cresser, M. (1994). A review of the export of Carbon in river water: Fluxes and processes. *Environmental Pollution*, 84, 301–324.
- Hotchkiss, E. R., Hall Jr, R. O., Sponseller, R. A., Butman, D., Klaminder, J., Laudon, H., ... Karlsson, J. (2015). Sources of and processes controlling CO₂ emissions change with the size of streams and rivers. *Nature Geoscience*. <https://doi.org/10.1038/ngeo2507>
- Houghton, R. A. (2007). Balancing the Global Carbon Budget. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35(1), 313–347. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140057>
- Hu, B., Li, J., Bi, N., Wang, H., Wei, H., Zhao, J., ... Li, G. (2015). Effect of human-controlled hydrological regime on the source, transport, and flux of particulate organic carbon from the lower Huanghe (Yellow River). *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(8), 1029–1042. <https://doi.org/10.1002/esp.3702>
- Huang, T.-H., Fu, Y.-H., y Pan, P.-Y. (2012). Fluvial carbon fluxes in tropical rivers. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 4(2), 162–169. <https://doi.org/10.1016/J.COSUST.2012.02.004>
- Hudson, P. F., Hendrickson, D. A., Benke, A. C., Varela-Romero, A., Rodiles-Hernández, R., y Minckley, W. L. (2005). Rivers of Mexico. En A. C. Benke y C. E. Cushing (Eds.), *Rivers of North America* (pp. 1030–1084). <https://doi.org/10.1016/B978-012088253-3/50026-2>
- IGN. (2018). Instituto Geográfico Nacional. Recuperado de <http://www.ign.gob.gt/>
- INEGI. (2018). Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). Recuperado el 26 de noviembre de 2018, de <http://www.inegi.org.mx/>
- IPCC. (2013). "Resumen para responsables de políticas. En: Cambio Climático 2013. Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático". En V. B. y P. M. M. Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia (Ed.) (Cambridge). NY, Estados Unidos de América.
- Junk, W., Bayley, P., y Sparks, R. (1989). The Flood Pulse Concept in River-Floodplain Systems. En D. D (Ed.), *Proceedings of the International Large River Symposium* (pp. 110–127).
- Kaushal, S. S., y Belt, K. T. (2012). The urban watershed continuum : evolving spatial and temporal dimensions. *Urban Ecosyst*, 15, 409–435. <https://doi.org/10.1007/s11252-012->

- King, A. W., Dilling, L., Zimmerman, G. P., Fairman, D. M., A., R. H., Marland, G., ... Wilbanks, T. J. (2007). The First State of the Carbon Cycle Report (SOCCR). The North American Carbon Budget and Implications for the Global Carbon Cycle. *U.S. Climate Change Science Program Synthesis and Assessment Product 2.2*, 264.
- Krishna, M. S., Viswanadham, R., Prasad, M. H. K., Kumari, V. R., y Sarma, V. V. S. S. (2019). Export fluxes of dissolved inorganic carbon to the northern Indian Ocean from the Indian monsoonal rivers. *Biogeosciences*, *16*, 505–519. <https://doi.org/10.5194/bg-16-505-2019>
- Kumar Reddy, S. K., Gupta, H., y Reddy, D. V. (2019). Dissolved inorganic carbon export by mountainous tropical rivers of the Western Ghats, India. *Chemical Geology*, *530*(September), 119316. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.119316>
- Lajtha, K., Bailey, V., McFarlane, K., Paustian, K., Bachelet, D., Abramoff, R., ... Wickland, K. (2018). Chapter 12: Soils. Second State of the Carbon Cycle Report. <https://doi.org/10.7930/SOCCR2.2018.Ch12>
- Lal, R. (2003). Soil erosion and the global carbon budget. *Environment International*. Elsevier Ltd. [https://doi.org/10.1016/S0160-4120\(02\)00192-7](https://doi.org/10.1016/S0160-4120(02)00192-7)
- Lal, R. (2006). Influence of soil erosion on carbon dynamics in the world. *Soil Erosion and Carbon Dynamics*, (C), 23-32.
- Lambert, T., Teodoru, C. R., Nyoni, F. C., Bouillon, S., Darchambeau, F., Massicotte, P., y Borges, A. V. (2016). Along-stream transport and transformation of dissolved organic matter in a large tropical river. *Biogeosciences*, *13*(9), 2727–2741. <https://doi.org/10.5194/bg-13-2727-2016>
- Le Quéré, C., Andrew, R. M., Friedlingstein, P., Sitch, S., Pongratz, J., Manning, A. C., ... Zhu, D. (2018). Global Carbon Budget 2017. *Earth System Science Data*, *10*(1), 405–448. <https://doi.org/10.5194/essd-10-405-2018>
- Le, T. P. Q., Dao, V. N., Rochelle-Newall, E., Garnier, J., Lu, X., Billen, G., ... Pham, Q. L. (2017). Total organic carbon fluxes of the Red River system (Vietnam). *Earth Surface Processes and Landforms*, *42*(9), 1329–1341. <https://doi.org/10.1002/esp.4107>
- Lewis, W., Hamilton, S., y Saunders, J. (1995). Rivers of northern South America. En C. E. Cushing y K. W. Cummins (Eds.), *Ecosystems of the world: Rivers* (Vol. III, pp. 219–256). New York: Elsevier.
- Li, M., Peng, C., Wang, M., Xue, W., Zhang, K., Wang, K., ... Zhu, Q. (2017). The carbon flux of global rivers: A re-evaluation of amount and spatial patterns. *Ecological Indicators*, *80*, 40–51. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1470160X17302352>

- Li, S., y Bush, R. T. (2015). Changing fluxes of carbon and other solutes from the Mekong River. *Scientific Reports*, 5, 1–16. <https://doi.org/10.1038/srep16005>
- Likens, G. E. (2009). *Biogeochemistry of Inland Waters : A Derivative of Encyclopedia of Inland Waters* (Elsevier I). Millbrook, NY, USA. Recuperado de <http://www.sciencedirect.com/science/referenceworks/9780123706263>
- Liu, J., Song, X., Wang, Z., Yang, L., Sun, Z., y Wang, W. (2015). Variations of carbon transport in the Yellow River, China. *Hydrology Research*, 46(5), 746–762. <https://doi.org/10.2166/nh.2014.077>
- Liu, K.-K., Atkinson, L., Quiñones, R., y Talaue-McManus, L. (2010). *Carbon and Nutrient Fluxes in Continental Margins. A Global Synthesis*. (S. International Geosphere-Biosphere Programme; The Royal Swedish Academy of Sciences, Stockholm, Ed.). <https://doi.org/10.1007/978-3-540-92735-8>
- Ludwig, W., Amiotte-Suchet, P., Munhoven, G., y Probst, J. L. (1998). Atmospheric CO₂ consumption by continental erosion: Present-day controls and implications for the last glacial maximum. *Global and Planetary Change*, 16–17, 107–120. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(98\)00016-2](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(98)00016-2)
- Ludwig, W., y Probst, J. L. (1996). Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemical Cycles*, 10(1), 23–41. <https://doi.org/10.1029/95GB02925>
- Mann, R. G. M. Spencer, B. J. Dinga, J. R. Poulsen, P. J. Hernes, G. Fiske, M. E. Salter, Z. A. Wang, K. A. Hoering, J. Six, R. M. H. (2014). The biogeochemistry of carbon across a gradient of streams and rivers within the Congo Basin. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 119, 687–702. <https://doi.org/10.1002/2013JG002442>. Received
- Maavara, T., Lauerwald, R., Regnier, P., y Van Cappellen, P. (2017). Global perturbation of organic carbon cycling by river damming. *Nature Communications*, 8(May), 1–10. <https://doi.org/10.1038/ncomms15347>
- Magaña, V., Vázquez, J. L., Pérez, J. L., y Pérez, J. B. (2003). Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional*, 42(3), 313–330.
- Marshall, J. S. (2007). The Geomorphology and Physiographic Provinces of Central America. En B. J y A. G (Eds.), *Central America: Geology, Resources, and Hazards* (pp. 1–51). London. <https://doi.org/n/a>
- Martinelli, L. A., de Camargo, P. B., Bernardes, M. C., y Ometto, J. P. H. B. (2005). Carbon, nitrogen and stable carbon isotope composition and land use changes in rivers of Brazil. *Soil erosion and carbon dynamics*, 399–419.
- Mayo Rustazo, M., y García de Jalón, D. (2000). Determinación de regímenes de caudales ecológicos mínimos. Adaptación del método IFIM-PHABSIM y aplicación a los ríos

españoles. *Tesis*, 1–686.

- Mbaye, M. L., Gaye, A. T., Spitzky, A., Dähnke, K., Afouda, A., y Gaye, B. (2016). Seasonal and spatial variation in suspended matter, organic carbon, nitrogen, and nutrient concentrations of the Senegal River in West Africa. *Limnologia*, 57, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.limno.2015.12.003>
- McClanahan, K., Polk, J., Groves, C., Osterhoudt, L., y Grubbs, S. (2016). Dissolved inorganic carbon sourcing using $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ from a karst influenced river system. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(3), 392–405. <https://doi.org/10.1002/esp.3856>
- McDowell, W. H., y Asbury, C. E. (1994). Export of carbon, nitrogen, and major ions from three tropical montane watersheds. *Limnology and Oceanography*, 39(1), 111–125. <https://doi.org/10.4319/lo.1994.39.1.0111>
- McGillis, W. R., Hsueh, D. Y., Zheng, Y., Markowitz, M., Gibson, R., Bolduc, G., ... Culligan, P. J. (2015). Carbon transport in rivers of southwest Haiti. *Applied Geochemistry*, 63, 563–572. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2015.09.004>
- McKee, B. A., Aller, R. C., Allison, M. A., Bianchi, T. S., y Kineke, G. C. (2004). Transport and transformation of dissolved and particulate materials on continental margins influenced by major rivers: Benthic boundary layer and seabed processes. *Continental Shelf Research*, 24(7–8), 899–926. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.02.009>
- Meybeck, M. (1982). Carbon, nitrogen, and phosphorus transport by world rivers. *American Journal of Science*, 282(4), 401–450. <https://doi.org/10.2475/ajs.282.4.401>
- Meybeck, M. (2003). Global Occurrence of Major Elements in Rivers. *Treatise on Geochemistry*, 5–9, 207–223. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05164-1>
- Meybeck, M., y Ragu, A. (2012). GEMS-GLORI world river discharge database. Recuperado el 1 de mayo de 2019, de <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.804574>
- Meybeck, M. (1993). Riverine transport of atmospheric carbon: Sources, global typology and budget. *Water, Air, y Soil Pollution*, 70(1–4), 443–463. <https://doi.org/10.1007/BF01105015>
- Meybeck, M. (2006). Origins and Behaviors of Carbon Species in World Rivers. En E. J. Roose, R. Lal, C. Feller, B. Barthes, y B. A. Stewart (Eds.), *Soil erosion and carbon dynamics* (pp. 209–235). New York: Taylor y Francis Group, LLC.
- Meybeck, M. y Vörösmarty, C. (1999). Global transfer of carbon by rivers. *Global Change Newsletters*, 37, 12–14.
- Milliman, J. D., y Farnsworth, K. L. (2011). *River discharge to the coastal ocean: A global synthesis*. *River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis*.

<https://doi.org/10.1017/CBO9780511781247>

- Mora, A., Laraque, A., Moreira-Turcq, P., y Alfonso, J. A. (2014). Temporal variation and fluxes of dissolved and particulate organic carbon in the Apure, Caura and Orinoco rivers, Venezuela. *Journal of South American Earth Sciences*, 54, 47–56. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.04.010>
- Moreira-Turcq, P., Bonnet, M. P., Amorim, M., Bernardes, M., Lagane, C., Maurice, L., ... Seyler, P. (2013). Seasonal variability in concentration, composition, age, and fluxes of particulate organic carbon exchanged between the floodplain and Amazon River. *Global Biogeochemical Cycles*, 27(1), 119–130. <https://doi.org/10.1002/gbc.20022>
- Moreira-Turcq, P., Seyler, P., Guyot, J. L., y Etcheber, H. (2003). Exportation of organic carbon from the Amazon River and its main tributaries. *Hydrological Processes*, 17(7), 1329–1344. <https://doi.org/10.1002/hyp.1287>
- Muñoz-Salinas, E., y Castillo, M. (2015). Streamflow and sediment load assessment from 1950 to 2006 in the Usumacinta and Grijalva Rivers (Southern Mexico) and the influence of ENSO. *Catena*, 127, 270–278.
- Muñoz-Salinas, E., Castillo, M., Sanderson, D., Kinnaird, T., y Cruz-Zaragoza, E. (2016). Using three different approaches of OSL for the study of young fluvial sediments at the coastal plain of the Usumacinta – Grijalva River Basin, southern Mexico. *EARTH SURFACE PROCESSES AND LANDFORMS*, 834(January), 823–834. <https://doi.org/10.1002/esp.3880>
- Muñoz, F., Rabadán, S., Humberto, J., y Rocchiccioli, M. (2011). Hidrología superficial en la cuenca del río Grijalva: Calibración del modelo Hidrológico de capacidad de infiltración variable (VIC), 3(Vic), 68–80.
- Nooren, K., Hoek, W., Winkels, T., Huizinga, A., Van Der Plicht, H., Van Dam, R. L., ... Middelkoop, H. (2017). The Usumacinta-Grijalva beach-ridge plain in southern Mexico: A high-resolution archive of river discharge and precipitation. *Earth Surface Dynamics*, 5(3), 529–556. <https://doi.org/10.5194/esurf-5-529-2017>
- Oh, N. H., y Raymond, P. A. (2006). Contribution of agricultural liming to riverine bicarbonate export and CO₂ sequestration in the Ohio River basin. *Global Biogeochemical Cycles*, 20(3), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2005GB002565>
- Oseguera-Pérez, L., Alcocer-Durand, J., y Brenda, H.-H. (2014). Variación del flujo de carbono orgánico particulado en un lago oligotrófico con dominancia de fitoplancton de talla grande. *Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2013*, 328–334.
- Oseguera, L., y Alcocer, J. (2015). Concentracion y distribucion vertical del carbono particulado (total y organico) en los lagos de Montebello, Chiapas. *Estado Actual Del Conocimiento*

Del Ciclo Del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2015, (January).

- Paredes, P. N., Pedrozo-Acuña, A., Laverde Barajas, M. Á., y González Villareal, F. J. (2012). Caracterización hidráulica de eventos de inundación en el río Usumacinta, México. *XXV Congreso Latinoamericano de Hidráulica*. San José, Costa Rica.
- Paz, F., Torres, R., y Velázquez, A. (2017). *Estado Actual del Conocimiento del Ciclo del Carbono y sus Interacciones en México: Síntesis a 2017. Serie Síntesis Nacionales* (Programa M). Programa Mexicano del Carbono en colaboración con el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada y la Universidad Autónoma de Baja California.
- Paz Pellat, F., Argumedo Espinoza, J., Cruz Gaistardo, C. O., Etchevers B, J. D., y de Jong, B. (2016). Distribución espacial y temporal del carbono orgánico del suelo en los ecosistemas terrestres de México. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 289–310.
- Pérez, C. A., DeGrandpre, M. D., Lagos, N. A., Saldías, G. S., Cascales, E.-K., y Vargas, C. A. (2015). Influence of climate and land use in carbon biogeochemistry in lower reaches of rivers in central southern Chile: Implications for the carbonate system in river-influenced rocky shore environments. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 120(4), 673–692. <https://doi.org/10.1002/2014JG002699>
- Plascencia-Vargas, H., González-Espinosa, M., Ramírez-Marcial, N., Alvarez, D., y Musálem-Castillejos, K. (2014). Características físico-bióticas de la cuenca del río Grijalva. En M. González-Espinosa y M. C. Brunel (Eds.), *Montañas, pueblos y aguas. Dimensiones y realidades de la cuenca Grijalva* (pp. 29–79). Mexico D.F.
- Probst, J. L., Mortatti, J., y Tardy, Y. (1994). Carbon river fluxes and weathering CO₂ consumption in the Congo and Amazon river basins. *Applied Geochemistry*. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(94\)90047-7](https://doi.org/10.1016/0883-2927(94)90047-7)
- Qin, C., Li, S., Yue, F., Xu, S., y Ding, H. (2019). Spatiotemporal variations of dissolved inorganic carbon and controlling factors in a small karstic catchment, Southwestern China. *Earth Surface Processes and Landforms*, esp.4672. <https://doi.org/10.1002/esp.4672>
- Ran, L., Lu, X. X., Sun, H., Han, J., Li, R., y Zhang, J. (2013). Spatial and seasonal variability of organic carbon transport in the Yellow River, China. *Journal of Hydrology*, 498, 76–88. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2013.06.018>
- Raymond, P. A., Hartmann, J., Lauerwald, R., Sobek, S., McDonald, C., Hoover, M., ... Guth, P. (2013). Global carbon dioxide emissions from inland waters. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/nature12760>
- Raymond, P. A., Oh, N., Turner, R. E., y Broussard, W. (2008). Anthropogenically enhanced fluxes of water and carbon from the Mississippi River, 451(January), 449–452.

<https://doi.org/10.1038/nature06505>

- Raymond, P. A., Saiers, J. E., y Sobczak, W. V. (2016). Hydrological and biogeochemical controls on watershed dissolved organic matter transport: Pulse- shunt concept. *Ecology*, 97(1), 5–16. <https://doi.org/10.1890/14-1684.1>
- Regnier, P., Friedlingstein, P., Ciais, P., Mackenzie, F. T., Gruber, N., Janssens, I. A., ... Thullner, M. (2013). Anthropogenic perturbation of the carbon fluxes from land to ocean. *Nature Geoscience*. <https://doi.org/10.1038/ngeo1830>
- Reiman, J. H., y Xu, Y. J. (2019). Dissolved carbon export and CO₂ outgassing from the lower Mississippi River – Implications of future river carbon fluxes. *Journal of Hydrology*, 578(124093). <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124093>
- Reynolds, C. S., y Descy, J.-P. (1996). The production, biomass and structure of phytoplankton in large rivers. *River Systems*, 10(1–4), 161–187. <https://doi.org/10.1127/lr/10/1996/161>
- Richey, J. E., Hedges, J. I., Devol, A. H., Quay, P. D., Victoria, R., Martinelli, L., y Forsberg, B. R. (1990). Biogeochemistry of carbon in the Amazon River. *Limnology and Oceanography*, 35(2), 352–371. <https://doi.org/10.4319/lo.1990.35.2.0352>
- Rodiles Hernández, R., González-Díaz, A. A., y González-Acosta, A. F. (2013). Ecosistemas Acuáticos. En CONABIO (Ed.), *La biodiversidad en Chiapas: Estudio de Estado* (45–57).
- Roldán, G., y Ramírez, J. (2008). *Fundamentos de Limnología neotropical*. (U. de Antioquía, Ed.) (2a edición). Medellín.
- Rosales, E. (2012). *Metodología y estimación del balance hídrico de la cuenca del Usumacinta. FORDECYT-CONACYT-CENTROGEO* (Vol. 105).
- Saavedra Guerrero, A., López López, D. M., y Castellanos Fajardo, L. A. (2015). Descripción del medio físico de la cuenca media del río Usumacinta en México. En J. Carabias, J. de La Maza, R. Cadena, y (coordinadores) (Eds.), *Conservación y desarrollo sustentable en la Selva Lacandona. 25 años de actividades y experiencias* (pp. 19–34). México.
- Sanders, L., Taffs, K. H., Stokes, D. J., Sanders, C. J., Smoak, J. M., Enrich-Prast, A., ... Marotta, H. (2017). Carbon accumulation in Amazonian floodplain lakes: A significant component of Amazon budgets? *Limnology and Oceanography Letters*, 2(1), 29–35. <https://doi.org/10.1002/lol2.10034>
- Sarin, M. M., Sudheer, A. K., y Balakrishna, K. (2002). Significance of riverine carbon transport: A case study of a large tropical river, Godavari (India). *SCIENCE IN CHINA (Series C)*, 45(97–108).
- Sawakuchi, H. O., Neu, V., Ward, N. D., Barros, M. de L. C., Valerio, A. M., Gagne-Maynard, W., ... Richey, J. E. (2017). Carbon Dioxide Emissions along the Lower Amazon River.

- Frontiers in Marine Science*, 4(March), 1–12. <https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00076>
- Schlesinger, W., y Bernhardt, E. (2013). *Biogeochemistry: An Analysis of Global Change* (Vol. Third edit).
- Schlesinger, W. H., y Melack, J. M. (1981). Transport of organic carbon in the world's rivers. *Tellus*, 33(2), 172–187. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v33i2.10706>
- Schlünz, B., y Schneider, R. R. (2000). Transport of terrestrial organic carbon to the oceans by rivers: re-estimating flux- and burial rates. *International Journal of Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1007/s005310050290>
- Schulte, P., van Geldern, R., Freitag, H., Karim, A., Négrel, P., Petelet-Giraud, E., ... Barth, J. A. C. (2011). Applications of stable water and carbon isotopes in watershed research: Weathering, carbon cycling, and water balances. *Earth-Science Reviews*, 109(1–2), 20–31. <https://doi.org/10.1016/J.EARSCIREV.2011.07.003>
- Seidel, M., Dittmar, T., Ward, N. D., Krusche, A. V., Richey, J. E., Yager, P. L., y Medeiros, P. M. (2016). Seasonal and spatial variability of dissolved organic matter composition in the lower Amazon River. *Biogeochemistry*, 131(3), 281–302. <https://doi.org/10.1007/s10533-016-0279-4>
- SEMARNAT. (2002). Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales, SEMARNAT. Recuperado el 21 de julio de 2019, de http://www.paot.org.mx/centro/ine-semarnat/informe02/estadisticas_2000/informe_2000/03_Suelos/3.1_Suelos/index.htm
- Seyler, P., Coynel, A., Moreira-Turcq, P., Etcheber, H., Colas, C., Orange, D., ... Meybeck, M. (2006). Organic carbon transported by the equatorial rivers: Example of Congo-Zaire and Amazon basins. En *Soil Erosion and Carbon dynamics, Advances in Soil Science* (pp. 255–274).
- Shi, J., Wang, B., Wang, F., y Peng, X. (2018). Sources and fluxes of particulate organic carbon in the Wujiang cascade reservoirs, southwest China. *Inland Waters*, (April), 1–7. <https://doi.org/10.1080/20442041.2018.1443551>
- Soares, D., y García, A. (2017). *La cuenca del río usumacinta desde la perspectiva del cambio climático*. (M. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Ed.) (Primera ed).
- Sutfin, N. A., Wohl, E. E., y Dwire, K. A. (2016). Banking carbon: A review of organic carbon storage and physical factors influencing retention in floodplains and riparian ecosystems. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(1), 38–60. <https://doi.org/10.1002/esp.3857>
- Syvitski, J., Cohen, S., Kettner, A. J., y Brakenridge, G. R. (2014). How important and different are tropical rivers? - An overview. *Geomorphology*, 227, 5–17. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.029>

- Syvitski, J. P. M., y Kettner, A. (2011). Sediment flux and the Anthropocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 369(1938), 957–975. <https://doi.org/10.1098/rsta.2010.0329>
- Tamooh, F., Van Den Meersche, K., Meysman, F., Marwick, T. R., Borges, A. V., Merckx, R., ... Bouillon, S. (2012). Distribution and origin of suspended matter and organic carbon pools in the Tana River Basin, Kenya. *Biogeosciences*, 9(8), 2905–2920. <https://doi.org/10.5194/bg-9-2905-2012>
- Tamooh, Federico, Borges, A. V., Meysman, F. J. R., Van Den Meersche, K., Dehairs, F., Merckx, R., y Bouillon, S. (2013). Dynamics of dissolved inorganic carbon and aquatic metabolism in the Tana River basin, Kenya. *Biogeosciences*, 10(11), 6911–6928. <https://doi.org/10.5194/bg-10-6911-2013>
- Tamooh, Fredrick, Meysman, F. J. R., Borges, A. V., Marwick, T. R., Van Den Meersche, K., Dehairs, F., ... Bouillon, S. (2014). Sediment and carbon fluxes along a longitudinal gradient in the lower Tana River (Kenya). *Journal of Geophysical Research G: Biogeosciences*, 119(7), 1340–1353. <https://doi.org/10.1002/2013JG002358>
- The Ramsar Convention. (2014). Ramsar sites information services. Recuperado el 30 de mayo de 2019, [https://rsis Ramsar.org/es/ris-search/?language=esyf\[0\]=regionCountry_es_ss%3AGuatemalaya pagetab=1](https://rsis Ramsar.org/es/ris-search/?language=esyf[0]=regionCountry_es_ss%3AGuatemalaya pagetab=1)
- Thurman, E. M. (1985). *Organic Geochemistry of Natural waters* (United Sta). Denver, Colorado, USA. <https://doi.org/10.1007/978-94-009-5095-5>
- Tian, H., Yang, Q., Najjar, R., Ren, W., Friedrichs, M., Hopkinson, C., y Pan, S. (2015). Anthropogenic and climatic influences on carbon fluxes from eastern North America to the Atlantic Ocean: A process-based modeling study. *Journal of Geophysical Research Biogeosciences*, 120, 752–772. <https://doi.org/10.1002/2014JG002760>. Received
- Tranvik, L. J., Cole, J. J., y Prairie, Y. T. (2018). The study of carbon in inland waters — from isolated ecosystems to players in the global carbon cycle. *Limnology and Oceanography letters*, 3, 41–48. <https://doi.org/10.1002/lol2.10068>
- Tranvik, L. J., Downing, J. A., Cotner, J. B., Loiselle, S. A., Striegl, R. G., Ballatore, T. J., ... Weyhenmeyer, G. A. (2009). Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnology and Oceanography*. https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2298
- Tweed, S., Leblanc, M., Bass, A., Harrington, G. A., Munksgaard, N., y Bird, M. I. (2016). Leaky savannas: the significance of lateral carbon fluxes in the seasonal tropics. *Hydrological Processes*, 30(6), 873–887. <https://doi.org/10.1002/hyp.10640>
- Vannote, R. L., Minshall, W. G., Cummins, K. W., Sedell, J. R., y Cushing, C. E. (1980). The River Continuum Concept. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 37(1),

130–137. <https://doi.org/10.1139/f80-017>

- Vázquez, A. T. (2018, noviembre 9). CONABIO. Recuperado el 21 de junio de 2019, de http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/?vns=gis_root/edafo/dsuelo/degra250kgw
- Ward, J., y Stanford, J. (1983). The Serial Discontinuity Concept of lotic Ecosystems, (January 1983).
- Ward, N. D., Bianchi, T. S., Medeiros, P. M., Seidel, M., Richey, J. E., Keil, R. G., y Sawakuchi, H. O. (2017). Where Carbon Goes When Water Flows: Carbon Cycling across the Aquatic Continuum. *Frontiers in Marine Science*, 4(January), 1–27. <https://doi.org/10.3389/fmars.2017.00007>
- Ward, J. V. (1995). The Serial Discontinuity Concept: Extending the Model to Floodplain Rivers, *10*(December 1994), 159–168.
- Webster, J. R. (2007). Spiraling down the river continuum : stream ecology and the U-shaped curve Spiraling down the river continuum : stream ecology and the U-shaped curve. *Journal of the North American Benthological Society*, 26(3), 375–389. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1899/06-095.1>
- West, R., Psuty, N., y Thom, B. (1976). *Las Tierras Bajas de Tabasco en el Sureste de México: Gobierno del Estado de Tabasco, México*. (T. report 70, Ed.). Louisiana. Recuperado de <http://bibliotecasibe.ecosur.mx/sibe/book/000058045>
- Wetzel, R. (2001). *Limnology. Lake and River Ecosystem*. Academic Press (Third Edit). San Diego (California). <https://doi.org/10.1063/1.3224729>
- Wohl, E. (2018). Rivers in the Anthropocene: The U.S. perspective. *Geomorphology*, (xxxx). <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.12.001>
- Wohl, E., Hall, R. O., Lininger, K. B., Sutfin, N. A., y Walters, D. M. (2017). Carbon dynamics of river corridors and the effects of human alterations. *Ecological Monographs*, 87(3), 379–409. <https://doi.org/10.1002/ecm.1261>
- Worrall, F., Howden, N. J. K., Burt, T. P., y Bartlett, R. (2018). Declines in the dissolved organic carbon (DOC) concentration and flux from the UK. *Journal of Hydrology*, 556, 775–789. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.12.001>
- Wu, Y., Zhang, J., Liu, S. M., Zhang, Z. F., Yao, Q. Z., Hong, G. H., y Cooper, L. (2007). Sources and distribution of carbon within the Yangtze River system. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 71(1–2), 13–25. <https://doi.org/10.1016/J.ECSS.2006.08.016>
- Xenopoulos, M. A., Downing, J. A., Kumar, M. D., Menden-Deuer, S., y Voss, M. (2017). Headwaters to oceans: Ecological and biogeochemical contrasts across the aquatic continuum. *Limnology and Oceanography*. <https://doi.org/10.1002/lno.10721>

- Xue, Y., Zou, L., Ge, T., y Wang, X. (2017). Mobilization and export of millennial-aged organic carbon by the Yellow River. *Limnology and Oceanography*, 13. <https://doi.org/10.1002/lno.10579>
- Yáñez-Arancibia, A., Day, J. W., y Currie-Alder, B. (2009). Functioning of the Grijalva-Usumacinta River Delta, Mexico: Challenges for Coastal Management. *Ocean Yearbook*, 23, 473–501.
- Yang, Q., Zhang, X., Xu, X., Asrar, G. R., Smith, R. A., Shih, J.-S., y Duan, S. (2016). Spatial patterns and environmental controls of particulate organic carbon in surface waters in the conterminous United States. *Science of The Total Environment*, 554, 266–275. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.02.164>
- Zhang, L. J., Wang, L., Cai, W.-J., Liu, D. M., y Yu, Z. G. (2013). Impact of human activities on organic carbon transport in the Yellow River. *Biogeosciences*, 10(4), 2513–2524. <https://doi.org/10.5194/bg-10-2513-2013>
- Zhang, L., Xue, M., Wang, M., Cai, W.-J., Wang, L., y Yu, Z. (2014). The spatiotemporal distribution of dissolved inorganic and organic carbon in the main stem of the Changjiang (Yangtze) River and the effect of the Three Gorges Reservoir. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 119(5), 741–757. <https://doi.org/10.1002/2012JG002230>
- Zhong, J., Li, S. L., Cai, H. M., Yue, F. J., y Tao, F. X. (2018). The Response of Carbon Geochemistry to Hydrological Events within an Urban River, Southwestern China. *Geochemistry International*, 56(5), 462–473. <https://doi.org/10.1134/S0016702918050099>

11 ANEXOS

ANEXO 1 GEOLOGÍA DE LAS SUBCUENCAS DEL RÍO USUMACINTA (FUENTE: INEGI, 2018).

Nombre	Subcuencas		Geología		
	Área (km ²)	Código	Tipo	Área (km ²)	% Área
CHIXOY-SALINAS	13,643.40	Ksd	Carbonatos del cretácico	4,379.7	32.1
		Pzm	Rocas metamórficas	1,416.6	10.4
		KTs	Sedimentos clásticos marinos	1,299.0	9.5
		Tsp	Depósitos continentales	1,018.9	7.5
		Tv	Rocas volcánicas sin dividir	915.7	6.7
		N/A	N/A	810.0	5.9
		Qp	Cenizas volcánicas	789.0	5.8
		Pi	Rocas ígneas del Cretácico-Jurásico	583.1	4.3
		CPsr	Rocas sedimentarias del Carbonífero	571.5	4.2
		I	Roca ígnea y metamórfica	564.0	4.1
		Lutita-Arenisca	Lutita-arenisca	288.4	2.1
		Tpe	Sedimentos marinos	283.7	2.1
		JKts	Formación Todos Santos	246.5	1.8
		Pc	Carbonatos del Pérmico	231.3	1.7
		Qa	Aluviones Cuaternarios	222.4	1.6
		Agua	agua	4.1	0.0
LA PASIÓN	11,795.86	Ksd	Carbonatos del cretácico	7,772.3	65.9
		KTs	Sedimentos clásticos marinos	2,116.9	17.9
		Tpe	Sedimentos marinos	1,704.2	14.4
		Tsp	Depósitos continentales	66.0	0.6
		CPsr	Rocas sedimentarias del Carbonífero	56.2	0.5
		Qa	Aluviones Cuaternarios	41.3	0.4
		JKts	Formación Todos Santos	32.8	0.3
		agua	agua	6.1	0.1
LACANTÚN	19,980.69	Caliza	Caliza	9,648.3	48.3
		Lutita-Arenisca	Lutita-Arenisca	3,558.7	17.8
		Ksd	Carbonatos del Cretácico	1,981.4	9.9
		Limolita-Arenisca	Limolita-Arenisca	1,277.8	6.4
		KTs	Sedimentos clásticos marinos	1,177.2	5.9
		N/A	N/A	890.5	4.5
		CPsr	Rocas sedimentarias del Carbonífero	594.4	3.0
		JKts	Formación Todos Santos	346.2	1.7
		Pzm	Rocas metamórficas	309.1	1.5
		Caliza-Lutita	Caliza-Lutita	102.7	0.5
		Qa	Aluviones Cuaternarios	87.0	0.4
		Qp	Cenizas volcánicas	17.7	0.1
		Arenisca	Arenisca	3.4	0.0

Nombre	Subcuencas		Geología		
	Área (km ²)	Código	Tipo	Área (km ²)	% Área
SAN PEDRO	13,964.42	Qa	Aluviones Cuaternarios	3,428.0	24.5
		Tic	Yeso y Marga	2,966.4	21.2
		Ksd	Carbonatos del cretácico	2,917.7	20.9
		Tpe	Sedimentos marinos	2,286.1	16.4
		Caliza	Caliza	1,085.7	7.8
		N/A	N/A	920.5	6.6
		Conglomerado	Conglomerado	205.8	1.5
		Arenisca	Arenisca	141.6	1.0
		Caliche	Caliche	20.6	0.1
		CPsr	Rocas sedimentarias del Carbonífero	0.4	0.0
		JKts	Formación Todos Santos	0.1	0.0
		agua	agua	0.1	0.0
		USUMACINTA	17,710.97	N/A	N/A
Caliza	Caliza			2,933.3	16.6
Ksd	Carbonatos del cretácico			2,160.8	12.2
Arenisca	Arenisca			1,832.9	10.3
Lutita-Arenisca	Lutita-Arenisca			1,066.8	6.0
Tpe	Sedimentos marinos			434.7	2.5
Conglomerado	Conglomerado			346.7	2.0
Caliza-Lutita	Caliza-Lutita			66.5	0.4
KTs	Sedimentos clásticos marino			0.6	0.0
Limolita-Arenisca	Limolita-Arenisca			0.0	0.0
agua	agua			3.8	0.0

ANEXO 2 TIPOS DE VEGETACIÓN Y USO DE SUELO DE LAS SUBCUENCAS DEL RÍO USUMACINTA

(IGN, 2018; INEGI, 2018)

Subcuencas		Vegetación y Uso de suelo		
Nombre	Área (km ²)	Cobertura	Área (km ²)	% Área
CHIXOY-SALINAS	13,643.4	Agricultura limpia anual	4,632.93	33.96
		Latifoliadas	3,331.67	24.42
		Coníferas	1,889.42	13.85
		Charral o matorral	1,185.93	8.69
		Bosque secundarios arbustal	635.24	4.66
		Selva alta	572.86	4.20
		Pastos naturales	560.22	4.11
		Pastizal cultivado	352.10	2.58
		Bosque mixto	157.83	1.16
		Agricultura de temporal	133.11	0.98
		Humedales	47.02	0.34
		Cuerpo de agua	30.67	0.22
		Hortalizas	17.25	0.13
		Café	15.34	0.11
		Embalses o reservorios	14.36	0.11
		Tular	14.10	0.10
		Centros poblados	13.49	0.10
		Selva mediana	12.42	0.09
		Pastos cultivados	11.35	0.08
		Cuerpos de agua	5.48	0.04
Área de arena-playa	1.42	0.01		
Otros cultivos	1.36	0.01		
LA PASIÓN	11,795.8	Latifoliadas	3,912.19	33.17
		Agricultura limpia anual	2,920.85	24.76
		Pastos naturales	1,779.09	15.08
		Charral o matorral	1,448.08	12.28
		Bosque secundarios arbustal	607.61	5.15
		Pastos cultivados	496.63	4.21
		Humedales	383.70	3.25
		Coníferas	201.78	1.71
		Cuerpos de agua	21.76	0.18
		Centros poblados	17.66	0.15
		Bosque mixto	6.49	0.05
		Rocas expuestas	3.00	0.03

Subcuencas		Vegetación y Uso de suelo		
Nombre	Área (km ²)	Cobertura	Área (km ²)	% Área
LACANTÚN	19,980.7	Selva alta	6,336.63	31.71
		Bosque	4,445.60	22.25
		Pastizal cultivado	2,124.92	10.63
		Latifoliadas	1,504.97	7.53
		Agricultura de temporal	1,451.00	7.26
		Charral o matorral	926.44	4.64
		Agricultura limpia anual	892.00	4.46
		Pastizal inducido	801.24	4.01
		Pastos naturales	387.35	1.94
		Bosque secundarios arbustal	300.65	1.50
		Coníferas	252.82	1.27
		Bosque mixto	128.30	0.64
		Cuerpo de agua	89.57	0.45
		Otros cultivos	75.22	0.38
		Asentamiento humano	70.71	0.35
		Selva mediana	55.75	0.28
		Agricultura de riego	36.06	0.18
		Café	28.50	0.14
		Tular	26.28	0.13
		Área de arena-playa	9.97	0.05
Pastizal	8.33	0.04		
Selva baja	7.20	0.04		
Cuerpos de agua	5.29	0.03		
Rocas expuestas	5.25	0.03		
Vegetación de galería	1.40	0.01		
SAN PEDRO	13,964.4	Humedales	3,616.15	25.90
		Latifoliadas	3,477.96	24.91
		Agricultura limpia anual	1,944.40	13.92
		Pastizal cultivado	1,428.03	10.23
		Charral o matorral	1,011.48	7.24
		Bosque secundarios arbustal	796.15	5.70
		Cuerpos de agua	265.97	1.90
		Pastos naturales	262.40	1.88
		Selva mediana	254.56	1.82
		Selva alta	195.56	1.40
		Área de arena-playa	180.37	1.29
		Pastos cultivados	144.18	1.03
		Tular	141.24	1.01
		Selva espinosa	73.99	0.53
		Bosque	60.93	0.44
		Cuerpo de agua	35.06	0.25
		Coníferas	32.30	0.23

		Agricultura de temporal	22.16	0.16
		Rocas expuestas	3.73	0.03
		Otros cultivos	1.33	0.01
		Pastizal cultivado	5,250.55	29.65
		Selva alta	2,620.86	14.80
		Tular	2,483.42	14.02
		Latifoliadas	1,464.81	8.27
		Manglar	981.20	5.54
		Selva mediana	697.80	3.94
		Popal	634.61	3.58
		Cuerpo de agua	618.82	3.49
		Agricultura de temporal	547.71	3.09
		Agricultura limpia anual	482.90	2.73
		Bosque secundarios arbustal	331.23	1.87
	17,710.9	Agricultura de riego	328.02	1.85
		Pastizal	326.53	1.84
		Selva espinosa	279.92	1.58
		Humedales	156.01	0.88
		Selva baja	109.29	0.62
		Pastizal inducido	97.12	0.55
		Pastos cultivados	64.71	0.37
		Charral o matorral	49.53	0.28
		Bosque	40.52	0.23
		Cuerpos de agua	28.30	0.16
		Vegetación halófila hidrófila	26.23	0.15
		Rocas expuestas	20.11	0.11

USUMACINTA

ANEXO 3 ÁREAS NATURALES PROTEGIDAS DE LA CUENCA DEL RÍO USUMACINTA



Escala: 1: 2'500 000
Sistema de Coordenadas: CGS WGS 84
Fuente: FORDECYT, IGN, 2018. INEGI, 2017.
Autor: Ismael Soria

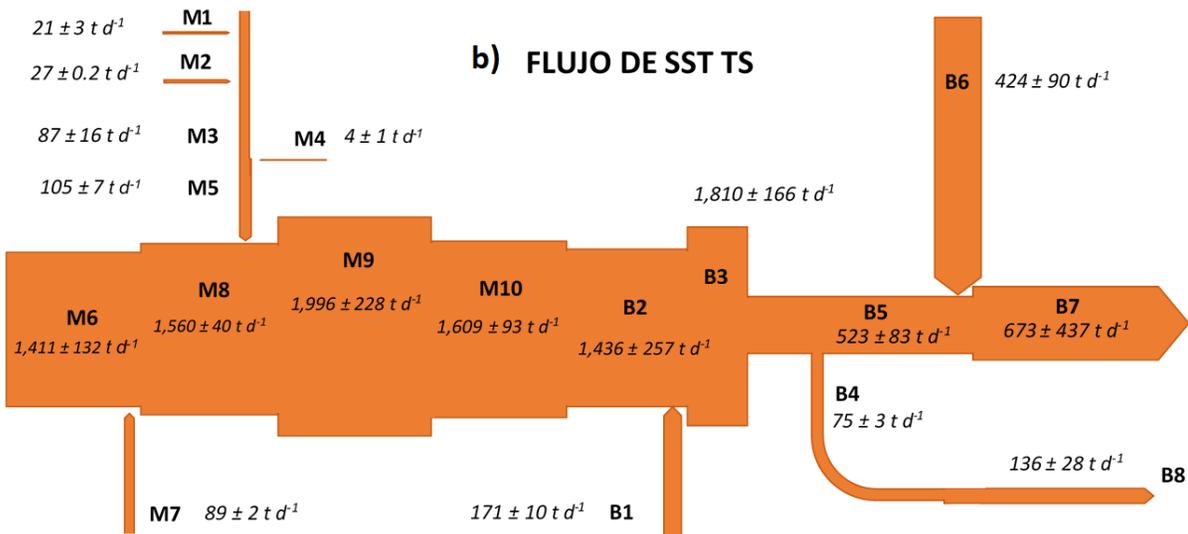
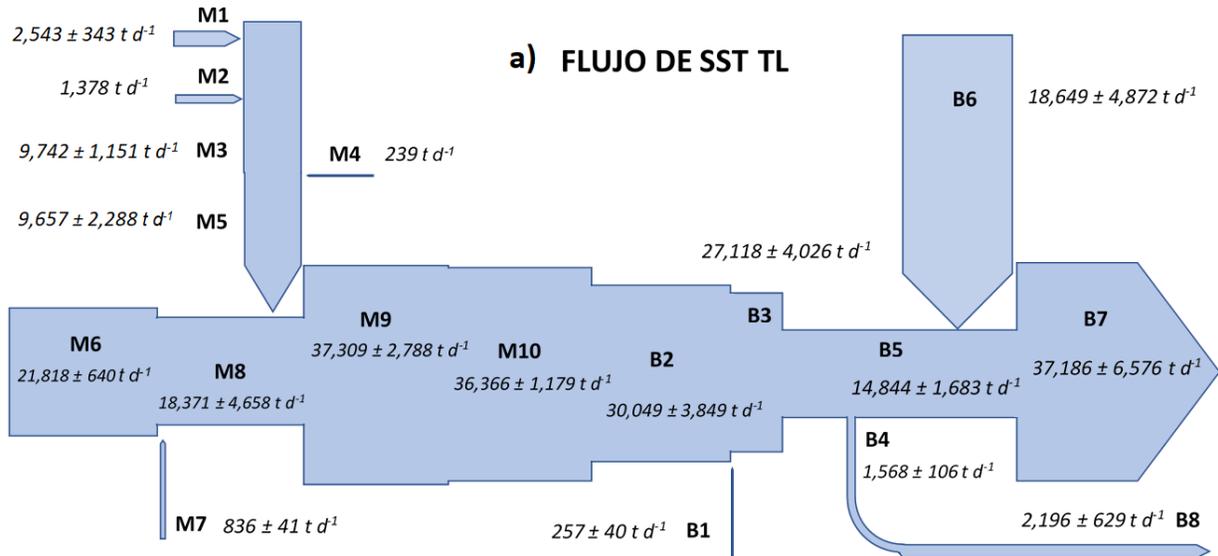
ANEXO 4 PROPORCIONES DE LAS FRACCIONES QUÍMICAS DE C, CLOR-A Y SST EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y TEMPORADA DE SECAS (TS).

Código	COD/COP		COD/COT (%)		COP/SST (%)		COP/Clor-a		CID/COD	
	TL	TS	TL	TS	TL	TS	TL	TS	TL	TS
M1	0.6	2.5	38.8	71.6	1.6	8.7	1,617.3	1,056.6	21.5	30.6
M2	0.7	7.0	39.8	87.4	1.8	2.1	7,305.4	242.1	17.1	10.9
M3	0.4	3.6	29.0	78.1	3.2	8.0	9,144.5	941.6	22.2	24.3
M4	1.1	3.4	52.2	77.1	8.0	9.4	10,362.8	1,022.4	33.9	35.1
M5	0.9	3.6	46.1	78.1	2.3	5.3	7,381.8	569.2	15.8	32.7
M6	2.1	1.9	68.7	65.2	1.3	2.4	712.6	1,029.0	8.6	13.1
M7	10.6	4.1	91.4	80.5	4.9	5.1	341.5	746.0	6.6	32.1
M8	3.6	2.1	78.4	67.8	1.8	2.4	884.6	218.3	7.7	21.8
M9	2.6	2.1	72.1	67.2	1.4	3.5	1,372.8	238.1	10.2	15.8
M10	3.1	2.4	75.7	70.3	1.4	3.3	1,309.2	250.8	10.4	26.0
B1	11.1	4.3	91.7	81.3	8.0	2.8	158.2	550.9	4.2	11.5
B2	2.8	1.7	72.8	63.2	1.8	4.7	803.9	216.8	10.0	24.1
B3	3.9	2.2	78.9	68.8	1.3	4.4	556.0	190.5	9.6	21.4
B4	2.7	1.6	72.8	62.1	2.3	5.5	400.2	177.9	8.3	18.4
B5	2.0	2.1	67.0	67.3	2.6	8.8	479.0	131.6	9.1	21.3
B6	2.2	3.4	68.4	77.0	2.9	6.3	729.7	119.9	5.5	15.7
B7	1.8	3.1	64.8	75.6	3.2	7.1	623.1	144.8	6.2	19.3
B8	3.1	2.0	75.5	66.3	3.2	13.4	599.2	108.0	4.4	11.1
Promedio	3.1	2.9	65.8	72.5	2.9	5.7	2,487.9	441.9	11.7	21.4
D.E	3.0	1.3	17.7	7.1	2.0	3.0	3,410.4	358.2	7.7	7.7
Máximo	11.1	7.0	91.7	87.4	8.0	13.4	10,362.8	1,056.6	33.9	35.1
Mínimo	0.4	1.6	29.0	62.1	1.3	2.1	158.2	108.0	4.2	10.9

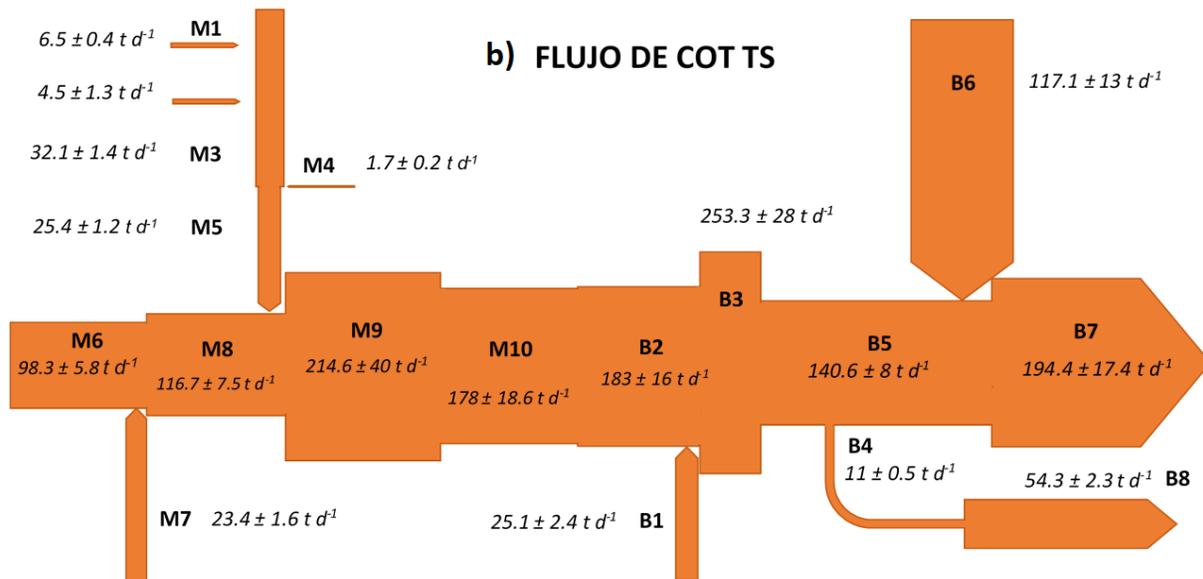
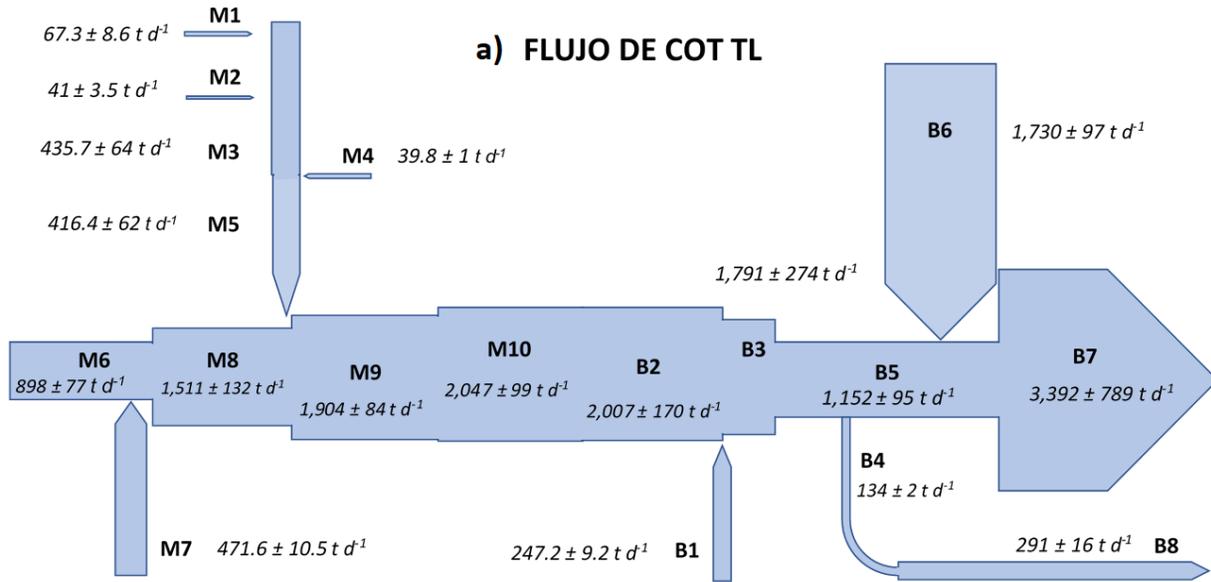
**ANEXO 5 PORCENTAJES DE LAS FRACCIONES QUÍMICAS DE C EN EL RÍO USUMACINTA
CALCULADOS DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (TL) Y TEMPORADA DE SECAS (TS).**

Código	% COD		% COP		% CID		% CIP		CT (mg L ⁻¹)	
	TL	TS	TL	TS	TL	TS	TL	TS	TL	TS
M1	4.0	3.1	6.2	1.2	84.7	95.4	5.1	0.2	28.0	28.1
M2	4.8	8.3	7.3	1.2	82.5	89.9	5.4	0.7	27.8	17.4
M3	3.8	3.9	9.2	1.1	83.6	94.8	3.4	0.3	40.9	33.4
M4	2.8	2.7	2.5	0.8	94.1	96.2	0.5	0.2	50.1	36.6
M5	5.3	2.9	6.2	0.8	84.6	96.0	3.8	0.2	37.1	32.7
M6	9.5	6.8	4.5	3.6	81.9	88.7	4.1	0.9	28.5	26.9
M7	12.9	3.0	1.2	0.7	85.7	96.2	0.2	0.1	36.3	50.2
M8	10.9	4.3	3.0	2.0	84.0	93.2	2.1	0.5	34.1	38.7
M9	8.6	5.8	3.3	2.8	87.4	90.9	0.8	0.6	32.4	31.6
M10	8.4	3.6	2.7	1.5	87.5	94.2	1.4	0.6	35.6	39.9
B1	18.8	7.9	1.7	1.8	79.2	90.3	0.3		37.8	41.5
B2	8.7	3.9	3.1	2.3	86.8	93.5	1.4	0.3	34.7	41.3
B3	9.1	4.4	2.3	2.0	87.5	93.3	1.1	0.4	35.0	42.8
B4	10.3	4.9	3.8	3.0	85.0	91.0	0.9	1.0	36.3	39.1
B5	9.4	4.4	4.6	2.1	85.2	92.8	0.8	0.7	35.1	37.2
B6	14.1	5.8	6.5	1.7	78.4	91.8	1.0	0.6	37.1	34.6
B7	12.8	4.8	6.9	1.6	78.8	93.3	1.4	0.3	37.0	33.5
B8	17.1	7.9	5.5	4.0	75.4	87.5	2.0	0.6	40.5	36.1
Promedio	9.5	4.9	4.5	1.9	84.0	92.7	2.1	0.5	35.8	35.6
D.E	4.5	1.8	2.2	0.9	4.3	2.6	1.7	0.3	5.2	7.2
Máximo	18.8	8.3	9.2	4.0	94.1	96.2	5.4	1.0	50.1	50.2
Mínimo	2.8	2.7	1.2	0.7	75.4	87.5	0.2	0.1	27.8	17.4

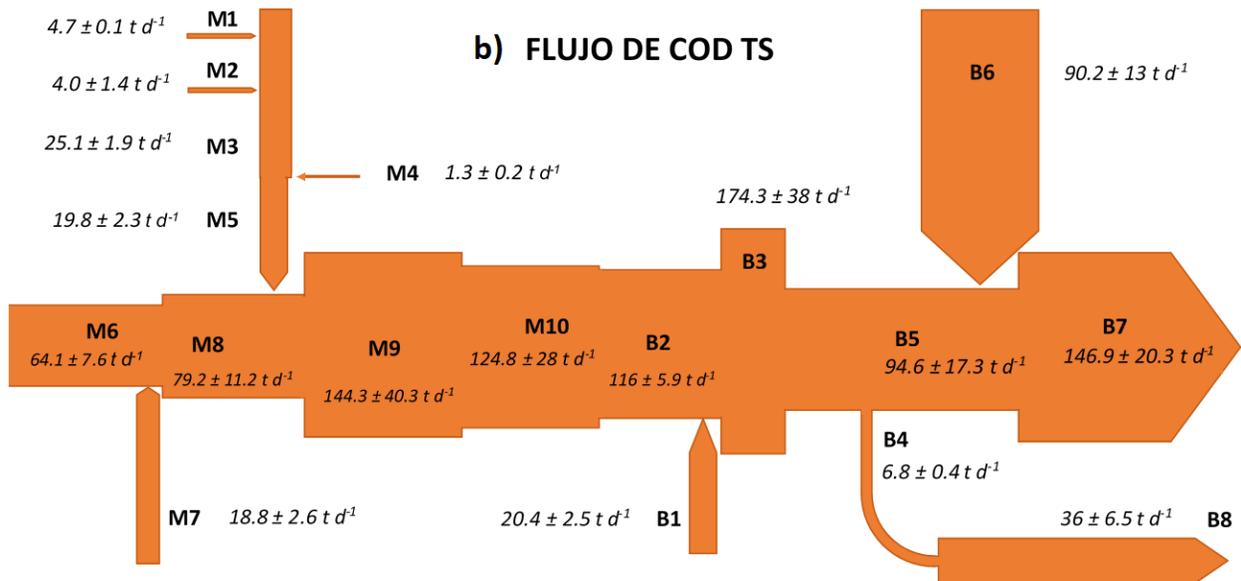
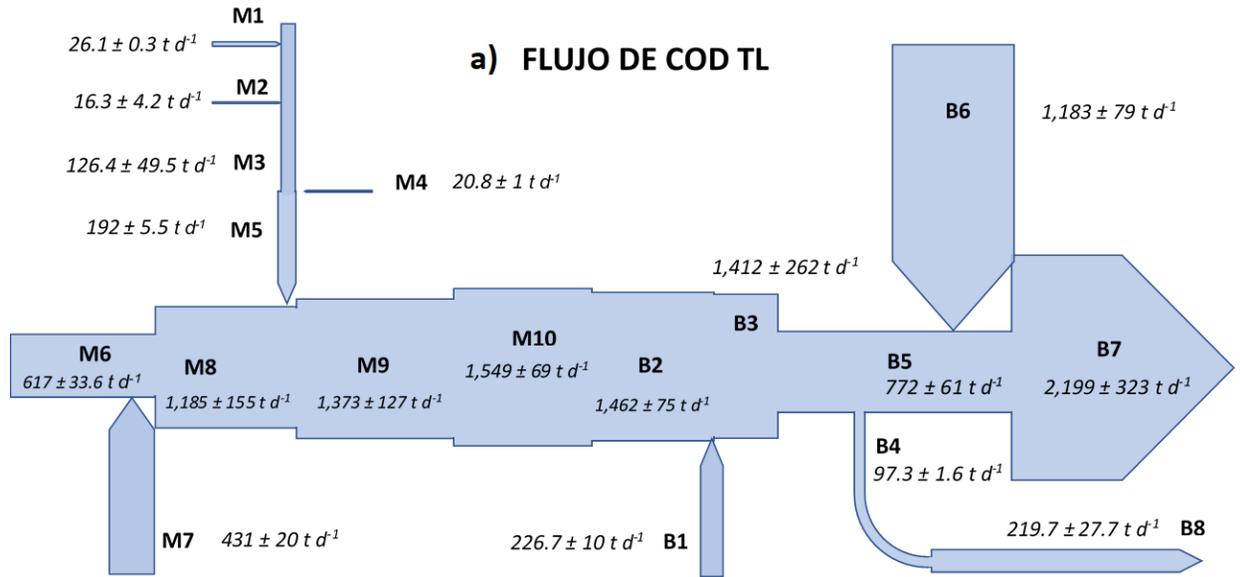
ANEXO 6 DIAGRAMA DEL FLUJO DE SÓLIDOS SUSPENDIDOS TOTALES DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (A) Y SECAS (B) (M=CUENCA MEDIA, B=CUENCA BAJA).



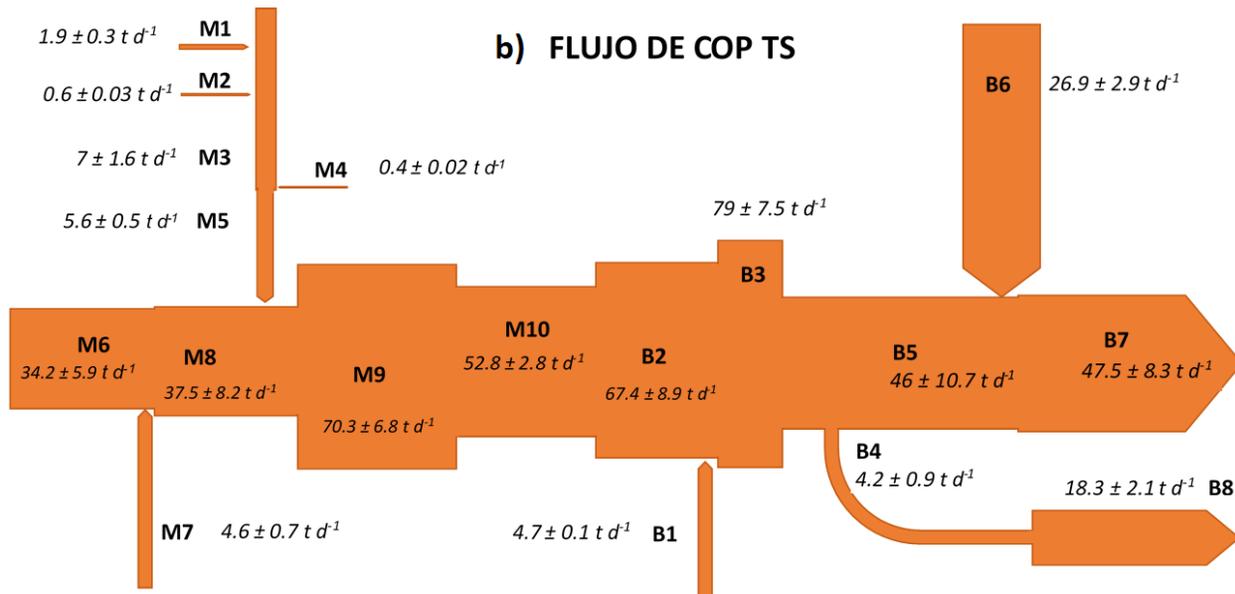
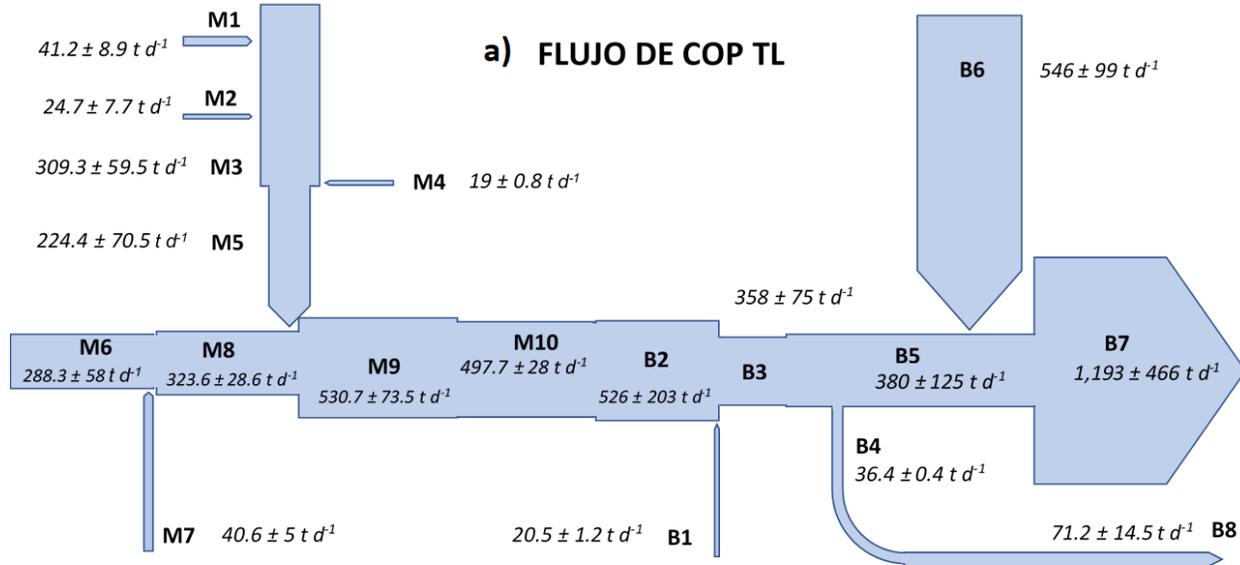
ANEXO 7 DIAGRAMA DEL FLUJO DE CARBONO ORGÁNICO TOTAL DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (A) Y SECAS (B) (M=CUENCA MEDIA, B=CUENCA BAJA).



ANEXO 8 DIAGRAMA DEL FLUJO DE CARBONO ORGÁNICO DISUELTO DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (A) Y SECAS (B) (M=CUENCA MEDIA, B=CUENCA BAJA).



ANEXO 9 DIAGRAMA DEL FLUJO DE CARBONO ORGÁNICO PARTICULADO DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (A) Y SECAS (B) (M=CUENCA MEDIA, B=CUENCA BAJA).



ANEXO 10 DIAGRAMA DEL FLUJO DE CARBONO INORGÁNICO DISUELTO DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO EN EL RÍO USUMACINTA DURANTE LA TEMPORADA DE LLUVIAS (A) Y SECAS (B) (M=CUENCA MEDIA, B=CUENCA BAJA).

